

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Estratigrafía. inéditas



TESIS DOCTORAL

**Estratigrafía y sedimentología del Alcudiense superior en los
anticlinorios de Ibor y Navezuelas-Robledollano**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

José Francisco García-Hidalgo Pallarés

Madrid, 2015



R.T. 607



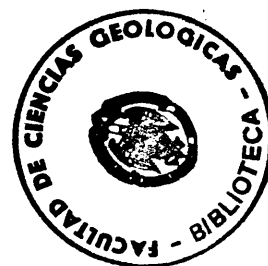
Estratigrafía y Sedimentología
del Alcudiense Superior en los anticlinorios
de Ibor y Navezuelas-Robledollano.

X-53-149023-7

José F. García-Hidalgo Pallarés
(1.985)

ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DEL ALCUDIENSE SUPERIOR
EN LOS ANTICLINORIOS DE IBOR Y NAVEZUELAS-ROBLEDOLLANO.

José Fco. GARCIA-HIDALGO PALLARES



Memoria presentada para optar al grado de Doctor
en Ciencias Geológicas por D. José Fco. García-Hidalgo
Pallarés. Realizada en el Departamento de Estratigrafía
de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad
Complutense de Madrid, bajo la dirección del Prof.
D. Lorenzo Vilas Minondo.

Madrid, Noviembre, 1.985.

AGRADECIMIENTOS

Con estas líneas quiero agradecer a dos personas, muy especialmente, la ayuda y animo que me han dado a lo largo de los últimos años, sin las cuales no se habría podido llevar a buen fin este trabajo. Por un lado, al Profesor Lorenzo VILAS MINONDO, por su amabilidad al dirigirme esta tesis, así - como por sus consejos, ayuda y lectura crítica del manuscrito. Y, por otro lado, a mi mujer Ana, por - su importante apoyo moral y paciencia, además de su apoyo practico al mecanografiar y corregir la mayor parte de este trabajo.

También quiero agradecer especialmente su ayuda y sus consejos, a mis compañeros José Ramon PELAEZ, Pedro HERRANZ y Miguel Angel SAN JOSE. Asimismo al Dr. Antonio PEREJON y a Elena MORENO GONZALEZ DE EIRIS quienes repasaron, infructuosamente, gran parte de las láminas dolomíticas en busca de -- restos orgánicos. Finalmente, quiero agradecer la colaboración de los demas miembros del Dpto. de Estratigrafía, U.C.M. y del Instituto de Geología Económica, C.S.I.C.-U.C.M., para la realización de la presente tesis.

En la parte técnica quiero agradecer a Modesto ESCUDERO su trabajo en el montaje final de -- los originales, así como su trabajo de reprografía, y a José Luis GONZALEZ PACHON la realización de -- las láminas fotográficas. Además, han colaborado también a lo largo del trabajo: José Luis GONZALEZ GALAN, quien realizó las láminas delgadas; Gilberto HERRERO, en los trabajos de laboratorio, tinciones - de láminas, etc.; Blanca LOPEZ mecanografió las columnas estratigráficas; Concepción SANCHEZ mecanografió y corrigió parte de los originales. Finalmente, Rosario OJEDA, ordenó y mecanografió toda la bibliografía.

El presente trabajo se ha podido realizar gracias a una beca del Plan de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Educación y Ciencia, a traves del Dpto. de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. La financiación de los trabajos de campo a corrido a cargo del Instituto de Geología Económica, C.S.I.C.-U.C.M., a traves de los proyectos "Comienzo y evolución de tres ciclos sedimentarios mayores Fanerozoicos en el Centro y Este de la Peninsula Ibérica", nº 21103-04; "Las discontinuidades estratigráficas en la región central de España. Extensión, significado y repercusiones en los recursos naturales", nº 21103-01, de la CAICYT, finalizados en Diciembre de 1.984; y "Caracterización estratigráfica del Alcudiense superior y sus relaciones con el Paleozoico en el SW. de la Meseta", nº 661/455 también de la CAICYT, iniciado en Enero de este año, a quienes desde aquí agradezco sinceramente la ayuda prestada.

INDICE

| | |
|---|-----|
| 1. INTRODUCCION | 1 |
| 1.1 Objetivos | 1 |
| 1.2 Estado del conocimiento regional y problemas planteados | 1 |
| 1.3 Situación geográfica | 3 |
| 1.4 Encuadre geológico | 4 |
| 1.5 Metodología | 11 |
| 2. ANTECEDENTES | 13 |
| 2.1 Introducción | 13 |
| 2.2 Síntesis evolutivas | 13 |
| 2.3 Antecedentes regionales proximos | 17 |
| 2.4 Otros antecedentes regionales | 22 |
| 2.5 Antecedentes locales | 25 |
| 3. DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS | 33 |
| 4. UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS | 93 |
| 4.1 Introducción | 93 |
| 4.2 Descripción de las unidades | 93 |
| 4.2.1 Grupo AS.I | 93 |
| 4.2.1.a Unidad AS.1 | 94 |
| 4.2.1.b Unidad AS.2 | 96 |
| 4.2.2 Grupo AS.II | 98 |
| 4.2.2.a Unidad AS.3.a | 99 |
| 4.2.2.b Unidad AS.3.b | 102 |
| 4.2.2.c Unidad AS.3.c | 108 |
| 4.2.2.d Unidad AS.4 | 111 |
| 4.2.3 Unidad AS.5 | 114 |
| 4.2.4 Unidades ligadas al ciclo Ordovícico | 117 |
| 4.2.4.a Unidad inferior (C-0) | 117 |
| 4.2.4.b Unidad superior | 119 |
| 5. ANALISIS DE FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS | 121 |
| 5.1 Introducción | 121 |
| 5.2 Unidad AS.1 | 122 |
| 5.2.1 Descripción de las facies | 122 |
| 5.2.2 Asociaciones de facies | 122 |
| 5.2.3 Interpretación ambiental | 125 |
| 5.3 Unidad AS.2 | 127 |
| 5.3.1 Descripción de las facies | 127 |
| 5.3.2 Asociaciones de facies | 127 |
| 5.3.3 Interpretación ambiental | 130 |
| 5.4 Interpretación de conjunto del Grupo AS.I | 130 |
| 5.5 Unidad AS.3.a | 131 |
| 5.5.1 Descripción de las facies | 131 |
| 5.5.2 Asociaciones de facies | 132 |
| 5.5.3 Interpretación ambiental | 137 |



| | |
|--|-----|
| 5.6 Unidad AS.3.b | 140 |
| 5.6.1 Descripción de las facies | 140 |
| 5.6.1.a Descripción de las facies dolomíticas | 140 |
| 5.6.1.b Descripción de las facies mixtas | 140 |
| 5.6.1.c Descripción de las facies terrígenas | 142 |
| 5.6.2 Asociaciones de facies | 142 |
| 5.6.3 Interpretación ambiental | 158 |
| 5.7 Unidad AS.3.c | 165 |
| 5.7.1 Descripción de las facies | 165 |
| 5.7.1.a Facies terrígenas | 165 |
| 5.7.1.b Facies dolomíticas | 167 |
| 5.7.2 Asociaciones de facies | 167 |
| 5.7.3 Interpretación ambiental | 169 |
| 5.8 Unidad AS.4 | 170 |
| 5.8.1 Descripción de las facies | 170 |
| 5.8.2 Asociaciones de facies | 172 |
| 5.8.3 Interpretación ambiental | 176 |
| 5.9 Interpretación de conjunto. Grupo AS.II | 176 |
| 5.10 Unidad AS.5 | 178 |
| 5.10.1 Descripción de las facies | 178 |
| 5.10.2 Asociaciones de facies | 180 |
| 5.10.3 Interpretación ambiental | 184 |
| 6. ASPECTOS TECTONICOS | 187 |
| 6.1 Introducción | 187 |
| 6.2 Los movimientos precámbricos | 187 |
| 6.3 Los movimientos sárdicos | 189 |
| 6.4 La deformación Hercínica | 194 |
| 6.4.1 Primera fase hercínica | 196 |
| 6.4.2 Fases posteriores | 197 |
| 6.4.2.a Segunda fase hercínica | 197 |
| 6.4.2.b Tercera fase hercínica | 198 |
| 6.4.2.c Fases tardías | 199 |
| 7. EVOLUCION DE LA CUENCA. CORRELACIONES | 201 |
| 7.1 Introducción | 201 |
| 7.2 Evolución paleogeográfica | 202 |
| 7.2.1 Primer episodio tectosedimentario | 202 |
| 7.2.2 Segundo episodio tectosedimentario | 209 |
| 7.2.3 Tercer episodio tectosedimentario | 212 |
| 7.3 Otros episodios evolutivos | 213 |
| 7.4 Correlaciones | 213 |
| 7.4.1 Correlaciones hacia el S. y el E. | 213 |
| 7.4.2 Correlaciones hacia el NE. (Valdelacasa) | 215 |
| 7.4.3 Correlaciones con otras áreas (N. de Cáceres, Salamanca) | 217 |
| 8. BIBLIOGRAFIA | |
| 9. LAMINAS | |

1. INTRODUCCION

1.1. Objetivos

El objeto del presente trabajo es el estudio de los materiales precámbricos aflorantes en -- los anticlinales de Ibor y de Navezuelas-Robledollano. Estos materiales se estudian desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico, además se han considerado aspectos de carácter tectónico, y -- localmente de carácter petrográfico, de los que no se ha realizado un estudio profundo. Finalmente, incluimos datos de análisis geoquímico de algunas muestras recolectadas en tres zonas del área estudiada, realizados por el Dr. Julio Saavedra de la Universidad de Salamanca, como parte de un estudio de carácter mucho más regional, alguna de cuyas conclusiones se presentan.

Su finalidad fundamental es el establecimiento y caracterización de las unidades litoestratigráficas que pueden ser definidas en este área. El estudio de las relaciones de yacencia entre las diferentes unidades que se establezcan, así como el análisis de facies y asociaciones de facies, que nos permitan establecer los medios sedimentarios en los que se depositaron dichas unidades. Por último, y en función de la distribución de unidades, así como de la distribución de ambientes sedimentarios en -- éstas, se pretende realizar una reconstrucción paleogeográfica para diferentes momentos, intentando establecer la evolución de la cuenca para esa época.

1.2. Estado del conocimiento regional y problemas planteados

Este trabajo se inicio hace 3 años como continuación de la tesis de licenciatura, leída en -- enero de 1.983, aunque acabada unos meses antes.

Hasta ese momento, como se vera más adelante (ver capítulo 2.), del Precámbrico de los Montes de Toledo y Extremadura se tenía una idea amplia sobre cual era la serie general en esa región, debido fundamentalmente a los trabajos de miembros del Dpto. de Estratigrafía, de la Universidad Complutense de Madrid, SAN JOSE et al. (1.974), HERRANZ et al. (1.977), BRASIER et al. (1.979), y algunos trabajos de miembros del Dpto. de Geodinámica, de la misma Universidad, MORENO (1.974, 1.977 a y b), CAPOTE et al. (1.977), etc., junto a algunas tesinas dirigidas por miembros de esos departamentos, TEJERO (1.976), LORENZO (1.977), MARTIN-CARO (1.980).

Pese a este conocimiento de la serie general, existía un cierto desconocimiento de la estratigrafía de detalle, de los diferentes tramos reconocidos por los distintos autores, lo que conllevaba -- sobre todo un desconocimiento de sus variaciones laterales y cambios de facies, lo que hacía que existieran diferentes y divergentes interpretaciones entre los distintos equipos que estaban tratando el -- problema.

Paleogeográficamente, sólo existían dos modelos que explicaban globalmente la paleogeografía -- de áreas extensas, aunque ambos modelos sólo se solapaban parcialmente. Por un lado, el propuesto por

CAPOTE et al. (1.977), que abarcaba desde el Sistema Central hasta el anticlinal de Valdelacasa y en el que distinguían una cuenca articulada en bloques, con áreas de fuerte vulcanismo en la zona del Sistema Central (incidiendo en el problema de la génesis de los gneises tipo "Olló de Sapo"), en los surcos entre bloques se depositarían materiales turbidíticos, mientras que en los bloques levantados, en áreas más someras, se depositarían niveles carbonatados.

Por otro lado, el modelo propuesto por HERRANZ et al. (1.977), para la base del ciclo Fanerozoico, que abarcaba desde la zona de Ossa-Morena, en el sur, al anticlinal de Valdelacasa en el norte, en el cual se preconizaba un área emergida en la zona que actualmente ocupa el batolito de Los Pedroches, que separaría dos cuencas con historias diferentes, una al norte, que sería más profunda hacia el NE., en la que se habrían depositado materiales turbidíticos, y otra al sur en la que la sedimentación sería más somera.

En el aspecto sedimentológico existían muchas ideas, pero casi no se habían realizado estudios detallados de facies ni de asociaciones de facies, existiendo sólo grandes interpretaciones de enormes extensiones. El único trabajo que cabe destacar y mencionar, desde este punto de vista, es el de VILAS et al. (1.979), en el que estudian las facies y asociaciones de facies del Precámbrico (Alcudiense superior), en los alrededores de La Calera (Cáceres).

En el ámbito tectónico existían discrepancias sobre la existencia o no de movimientos orogénicos intraprecámbricos y la denominada "fase Asintica", en el límite Precámbrico-Cámbrico. Estaba más o menos generalizada la idea de la existencia de los llamados "movimientos Sárdicos", con una o dos fases (Ibérica y Toledánica), LOTZE (1.956), de carácter epirogénico, excepto en Portugal, donde OENG ING SOEN (1.970), demostró la existencia de pliegues "sárdicos". Finalmente, dentro de la orogenia Hercínica, se citaban de dos a cuatro fases según zonas y autores, una o dos de las cuales eran sinmetamórficas y todas sinesquistosas, no existiendo unanimidad en cuanto a los resultados de cada fase.

En estas condiciones se planteó nuestra tesis de licenciatura, como estudio del Precámbrico - de un área concreta, terminación noroccidental del anticlinal de Ibor, entre Almaraz-Valdecañas, al NE. y la Sierra de Miravete, al SW., tenía por objeto el estudio detallado, estratigráfico y sedimentológico de los materiales aflorantes, aunque en especial de las unidades carbonatadas. El fin último consistió en intentar establecer una serie estratigráfica de detalle, distinguiendo las unidades que aparecieran, con vistas a realizar una cartografía geológica detallada de la región, que no existía en ese momento. Además, se pretendía también definir los medios sedimentarios en los que se depositaron las distintas unidades reconocidas y finalmente se intentaba precisar la existencia de uno o más niveles carbonatados interestratificados en la sucesión.

Los resultados fueron modestos, todos los materiales se atribuían a sedimentación en medios - mareales, desde sub hasta supramareales, con dominio intertidal. Se definían por primera vez, para el Precámbrico cacereño dos tramos con niveles carbonatados. Finalmente, la correlación litológica era relativamente sencilla con las unidades descritas por TEJERO (1.976), el trabajo geográficamente más cercano al nuestro, sin embargo la correlación con otras áreas era posible, sobre todo gracias al primer tramo carbonatado, aunque presentaba más dificultades, llamando la atención sobre el hecho de que los estudios de series locales eran insuficientes para el conocimiento detallado de toda esta amplia área de la zona Centroibérica, lo que conllevaba a su vez un cierto desconocimiento paleogeográfico para -- distintas etapas de la evolución de la cuenca, e incluso sobre la distinción y definición de unidades, por ejemplo, a qué se podía llamar "Alcudiense inferior", a qué "Alcudiense superior", cómo se podían distinguir y cuáles eran sus relaciones.

Llegados a este punto, se pensó que era necesario dejar a un lado los grandes estudios regionales y había que estudiar las variaciones laterales, aunque fuera tan solo de una unidad, pero en toda su área de aparición, con vistas a obtener la paleogeografía de la cuenca para un momento dado de -

su evolución, y posteriormente realizar las extrapolaciones necesarias en la vertical, dentro de las - distintas columnas locales.

La elección de la unidad no fue difícil, descartado todo el Alcudiense inferior, por su desco-
nocimiento, sólo restaba el Alcudiense superior y dentro de éste la unidad con una distribución geográ-
fica suficientemente extensa era la unidad carbonatada, que es la única por la cual, en teoría, se po-
drían enlazar, caso que se demuestre concluyentemente, que es la misma unidad y no una mera repetición
de facies en el tiempo, distintos anticlinales de la zona Centroibérica, como son los de Ibor, Navalpi-
no, Abenojar y Alcudia.

Así pues, el primer objetivo de nuestra tesis doctoral consistió en el estudio estratigráfico
y sedimentológico de los niveles carbonatados interestratificados en el Alcudiense superior, así como
sus facies asociadas, para incluir las dolomias en un contexto más amplio, con vistas a obtener su ---
paleogeografía y la distribución de ambientes sedimentarios en ellas.

La definición del objetivo final de este trabajo, se alcanzó en las últimas etapas del estudio
de la unidad carbonatada en el anticlinal de Ibor, el paso siguiente era continuar el estudio en anti-
clinales más meridionales, no obstante el solapamiento con otras tesis doctorales, en realización ac-
tualmente, hizo cambiar esta idea primitiva. Lo cual, unido a una serie de datos nuevos que se habían
obtenido a lo largo del estudio, sobre todo en las unidades infrayacentes a la carbonatada, y que varia-
ban tanto la supuesta distribución de unidades como su paleogeografía, hacia no solo interesante, sino
de suma importancia el estudio total del anticlinal de Ibor, definiendo sus unidades, distinguiendo los
medios sedimentarios en que se depositaron aquéllas, para finalmente obtener su reconstrucción paleoge-
gráfica, objetivos principales del presente trabajo.

Con estas condiciones, el plan de trabajo consistía fundamentalmente en dos aspectos: realiza-
ción de una cartografía geológica lo más detallada posible, con el levantamiento de las columnas estra-
tigráficas necesarias para estudiar las distintas unidades y definir las relaciones de yacencia entre
ellas; y en segundo lugar, el estudio de facies y asociaciones de facies que se pudieran distinguir -
en cada unidad, observando su distribución espacial, lo cual nos permitiría obtener la paleogeografía
de la unidad correspondiente.

Ambos aspectos, se han solapado temporalmente a lo largo del estudio, y aunque ocasionalmen-
te se estudiaran ambos conjuntamente, lo normal ha sido un trabajo por etapas, que incluía una fase de
cartografía, una fase de levantamiento de columnas, un estudio sedimentológico, que podía estar asocia-
do, o no, al anterior, y finalmente una fase de reelaboración de los datos, principalmente de gabinete,
que en ocasiones podía necesitar de más estudios de campo, para precisar y resolver algunos problemas,

1.3. Situación geográfica

El área estudiada se encuentra situada al este de la provincia de Cáceres (fig. 1), aunque lo-
calmente se han estudiado zonas situadas al NE. de la provincia de Badajoz, como áreas complementarias
de la que comprende el presente trabajo.

La zona de estudio abarca lo que geológicamente se conoce como anticlinales del río Ibor o de
Guadalupe, y de Navezuelas-Robledollano. Ambos son unidades morfoestructurales, alargadas en dirección
NW-SE, constituyendo depresiones alargadas cuyos bordes están formados por alineaciones de sierras, --
compuestas por materiales cuarcíticos más resistentes, que las rodean ininterrumpidamente excepto en -
la zona noroccidental y que constituyen los límites geográficos del presente trabajo.

Estos límites son: al NW., el río Tajo, aunque más precisamente los materiales terciarios de
la cuenca del Tajo; al NE., las sierras de Almaraz (565 m.), de Valdecañas (667 m.), Callega (740 m.),
de la Covacha (715 m.), del Castañar (1.071 m.), de Navalvillar (1.147 m.), Palomera (1.443 m.). Al SE.
los materiales terciarios, "rañas", del área de Castilblanco, ligeramente al SE. de la carretera de --

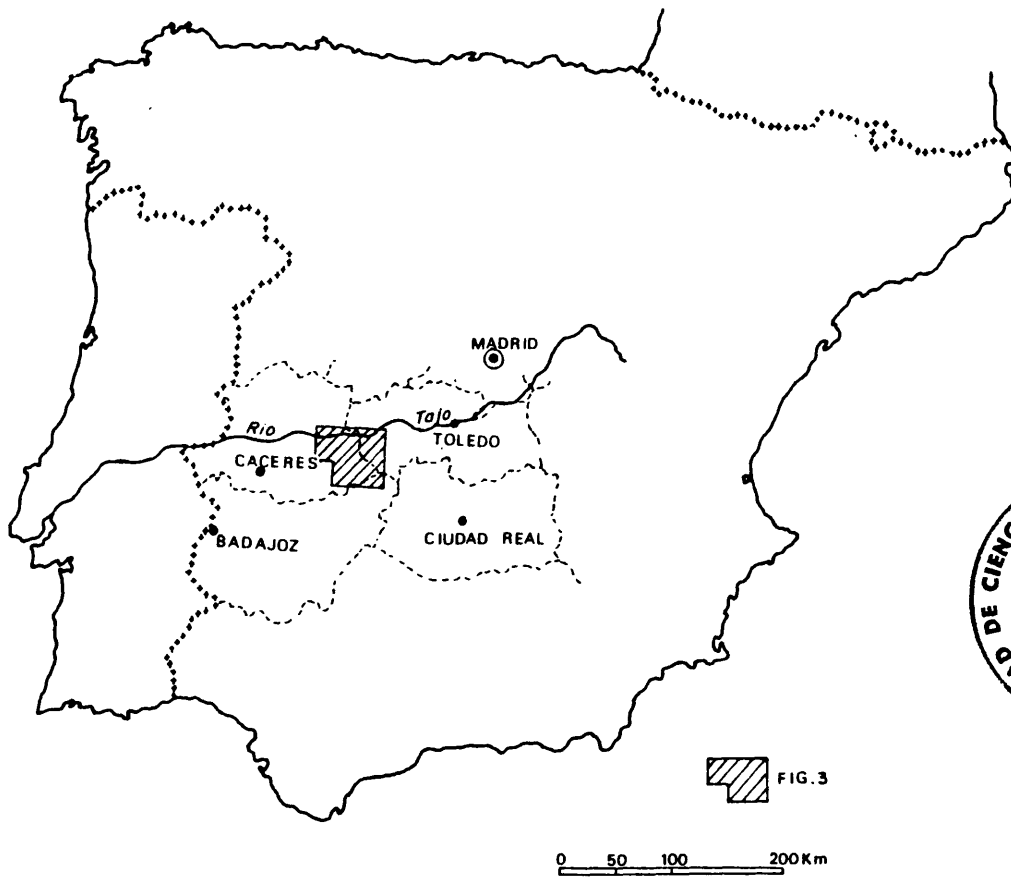


FIG. 1 : SITUACION GEOGRAFICA

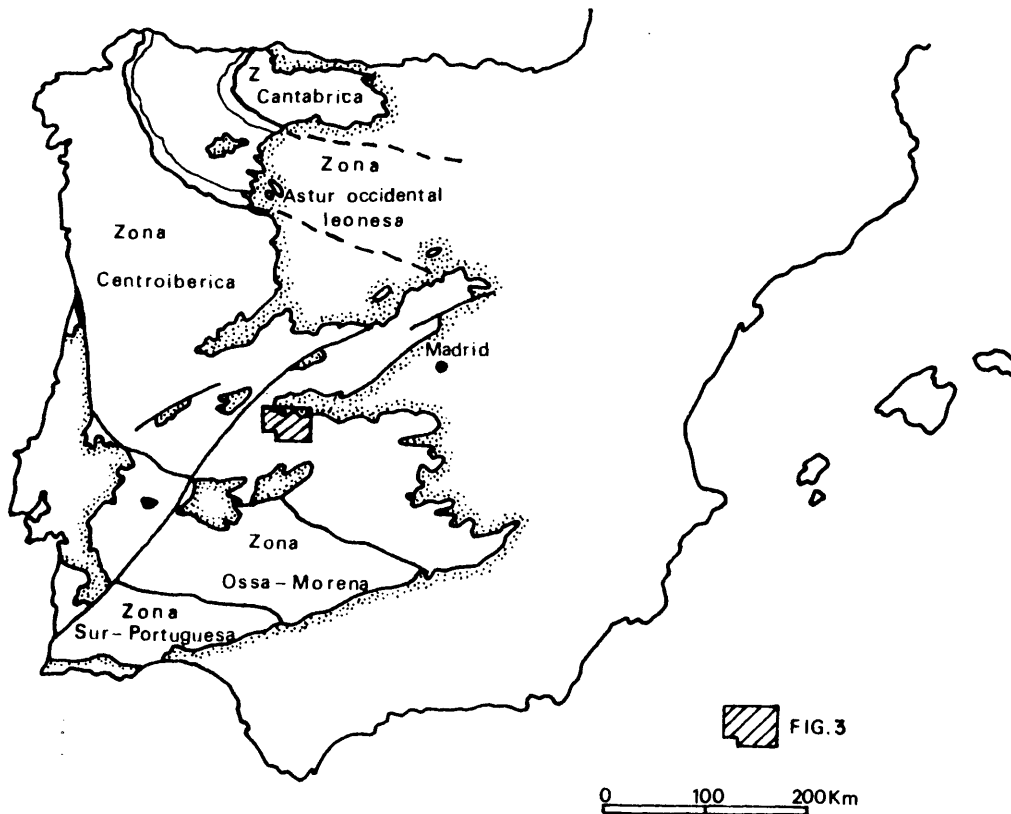


FIG. 2: SITUACION GEOLOGICA

Puerto San Vicente a Cañamero. Finalmente al SW., las sierra de Miravete (800 m.), de la Novilla ---- (797 m.), del Carabel (920 m.), Ortijuela (1.133 m.), Villuercas (1.610 m.) y de la Madrila (908 m.).

Complementariamente, se han realizado numerosas observaciones en la terminación suroriental - del anticlinal de Ibor, en ambos márgenes del río Guadiana (embalse de García Sola). Esta es una zona más restringida, con peores afloramientos, excepto en su mitad sur. Su límite NE. son las rañas de Castilblanco, el SW., son las sierras prolongación de las Villuercas y de la Madrila, sierras del Pimpo--llar (852 m.), de las Barbas de Oro (706 m.) y de Herrera del Duque (740 m.), donde se inicia el cierre de la estructura anticlinal, continuando las sierras al NE., con la sierra de los Castrejones (800 m.) y su prolongación hacia el N. y NE., hasta el Portillo de Cíjara (605 m.), que constituye el límite --nororiental (fig. 1).

Comprende al menos parte de las hojas del Mapa Topográfico Nacional, a escala 1:50.000; 652, Jaraicejo; 653, Valdeverdeja; 680, Aldeacentenera; 681, Castañar de Ibor; 707, Logrosán y 708, Minas - de Santa Quiteria. La zona complementaria en el cierre del anticlinal de Ibor, comprende además, de par te de la hoja 708, parte de las hojas 732, Valdecaballeros; 733, Castilblanco y 756, Herrera del Duque.

Presenta una extensión de unos 1.000 Km.², contando el anticlinal de Ibor con una longitud de unos 90 Km. y una anchura variable entre 4 Km. al N. de Guadalupe, en las proximidades de las Villuercas y unos 12 Km. en su terminación noroccidental, en las cercanías del río Tajo, con su máxima anchura en el río Guadiana 22 Km. El anticlinal de Navezuelas-Robledollano, tiene una longitud de 36 Km. y una anchura máxima de 3 Km. en Robledollano.

Hidrográficamente, ocupa parte de las cuencas de los ríos Tajo y Guadiana, los cuales presentan una dirección NE-SW, que ha provocado fuertes encajamientos de ambos en las sierras que bordean los anticlinales y ha sido aprovechado para situar cabeceras de embalses, así en el área estudiada o en sus proximidades, se encuentran los de Torrejón el Rubio y Valdecañas, sobre el río Tajo, y los de García Sola y Cíjara, sobre el río Guadiana.

La red fluvial secundaria presenta una dirección sensiblemente paralela a las estructuras, --NW-SE, perpendicular a la red principal, destacando los ríos Ibor (54 Km.), y Almonte (120 Km.), como afluentes del Tajo, al norte, y el Guadarranque (39 Km.), y Guadalupejo (50 Km.), como afluentes del - Guadiana, al sur.

Morfológicamente, en el área estudiada, los materiales pizarrosos y grauváquicos, que son las litologías dominantes precámbricas, presentan formas alomadas, redondeadas, de una altura variable que aumenta de NW. a SE. para, más al SE. volver a disminuir, situándose en la zona más alta la divisoria de aguas entre las cuencas del Tajo y del Guadiana. Así tenemos cotas variables entre 400-450 m. al NW., entre Romangordo y Valdecañas, que aumentan a 600-680 m. en los alrededores de Castañar de Ibor y ---- 900-1.000 m. al N. y NW. de Guadalupe, donde se sitúa la divisoria de aguas. Posteriormente las alturas máximas disminuyen hasta los 500 m. en la zona del río Guadiana.

Finalmente, también cabe destacar como elementos morfológicos las rañas y los canchales. Las primeras constituidas por materiales fanglomeráticos, cuya superficie superior es plana y que localmen te condiciona una morfología sinuosa de la red fluvial, como en el río Ibor al norte, actualmente so--breimpuesta en materiales precámbricos, y en el río Guadalupejo al sur. La rañas se presentan en dos - áreas, una como pequeñas zonas aisladas entre Castañar de Ibor y Robledollano, al N., con una altura - media ligeramente superior a los 700 m. y otra al S., de gran extensión y que corta en dos el anticlinal de Ibor, entre Alía y Castilblanco, con algunas zonas residuales al SE. del Guadiana, cuyas cotas más altas rondan los 600 m.

1.4. Encuadre geológico

La región estudiada se encuentra situada en la zona Centroibérica del Macizo Hespérico, LOTZE (1.945 b), JULIVERT et al. (1.972), concretamente en su porción centro-meridional, subzona luso oriental-alcúdica (fig. 2).

El Macizo Hespérico representa un segmento de la cadena Hercínica en el que se observa una -- cierta simetría bilateral en sentido NE-SW que se manifiesta por la existencia de vergencias opuestas a ambos lados del centro del macizo y que se caracteriza por la aparición de materiales más antiguos -- en el centro y más modernos en el borde.

La porción de la subzona luso oriental-alcúdice, en la que se encuentra el área estudiada, es tá constituida por estrechos y alargados sinclinales de dirección general NW-SE, formados por materia- les cuya edad oscila entre Ordovícico inferior (Arenig) y Silúrico, aunque más al sur llegan a aparecer materiales de edad devónica, tanto inferior como superior, e incluso Carbonífero. Separando los sincli- nales aparecen amplios anticlinorios donde afloran extensamente materiales que han sido denominados de forma genérica "anteordovícicos", o bien "complejo esquisto-grauvâquico" en el que dominan materiales de edad precámbrica, fundamentalmente Vendienne y Rifeense, teniendo en general una edad más baja cuanto más al sur (fig. 3).

Toda la subzona presenta, normalmente, un bajo grado de metamorfismo oscilando entre el anqui- metamorfismo y la zona de la clorita, sólo localmente la existencia de domos con granitos asociados hace que el metamorfismo pueda llegar a ser de alto grado. El desarrollo de la esquistosidad es escaso y los pliegues son de tipo flexural, al menos en los niveles competentes JULIVERT et al. (1.983). El magmatís- mo principal es tardío a postparoxismal (granitos y granodioritas adamellíticas ricas en moscovita, co- relacionables con los granitos tipo "younger" de Portugal CORRETGE (1.983), cuya edad de emplazamiento es Estefaniense superior-Pérmico inferior, en Portugal).

El sustrato de estos materiales precámbricos, que no aflora en la zona Centroibérica, es sin embargo visible en la zona de Ossa-Morena, el cual está constituido por el complejo Beturiense, ---- HERRANZ et al. (1.977), que según HERRANZ (1.983, 1.984), se puede dividir en dos unidades discordantes entre sí, una inferior neísica y anfibólica, y otra superior principalmente esquistosa, en la que esta- ría incluida la "serie negra", VEGAS (1.968). En dudosa relación con este Beturiense, mediante discordancia cartográfica local, se apoyan materiales que por facies, posición estratigráfica y alguna datación local, HERRANZ (1.983, 1.984), compara con el complejo Alcudense de la zona Centroibérica (fig. 4).

Este "complejo" Alcudense (término definido por OVTRACHT y TAMAIN (1.970 a y b), en el valle de Alcudia), sin aparecer su base, son los niveles más bajos visibles en la zona Centroibérica y está compuesto por dos megaunidades que deberían tener la categoría de Grupo o Supergrupo.

La unidad inferior, denominada Alcudense inferior por HERRANZ et al. (1.977), sería equiva- lente a los "esquistos de Alcudia" BOUYX (1.970), y a la definición original de Alcudense OVTRACHT y TAMAIN (1.970 a y b), también sería equivalente a la parte inferior del "complejo esquisto-grauvâquico" de Salamanca y Portugal, VEGAS et al. (1.977). Es una unidad generalmente mal conocida, está compuesta por alternancias de lutitas y grauvas, con intercalaciones de areniscas, conglomerados, espilitas y riocitas, y hacia techo presentan esporádicamente algunos niveles centimétricos, característicos, de sílex carbonosas (ftanitas), SAN JOSE (1.983). Su potencia total no se conoce con exactitud, en par- te debido al problema de la ausencia de su base, especulándose con potencias variables entre 6.000 y - 10.000 m. VILAS et al (1.979), consideran exageradas estas potencias, en función de la fuerte tectónica que las afecta, aunque les parece probable un mínimo de 4-5.000 m. (fig. 4).

La unidad superior, que HERRANZ et al. (1.977), denominan Alcudense superior, y que es objeto de estudio en este trabajo, sería equivalente a las "capas de Valcasa" y a las "series de tránsito", - LOTZE (1.956), a la "serie superior conglomerática" BOUYX (1.970), y a parte del "complejo esquisto-grauvâquico" de Salamanca y Portugal. VEGAS et al. (1.977).

Presenta una dudosa relación de yacencia con el Alcudense inferior, originalmente se citó una discordancia BOUYX (1.970), CRESPO y REY (1.971). Posteriormente TAMAIN (1.975), indica la existencia de concordancia y cuando el contacto parece discordante lo atribuye a tectónica tangencial. Más tarde

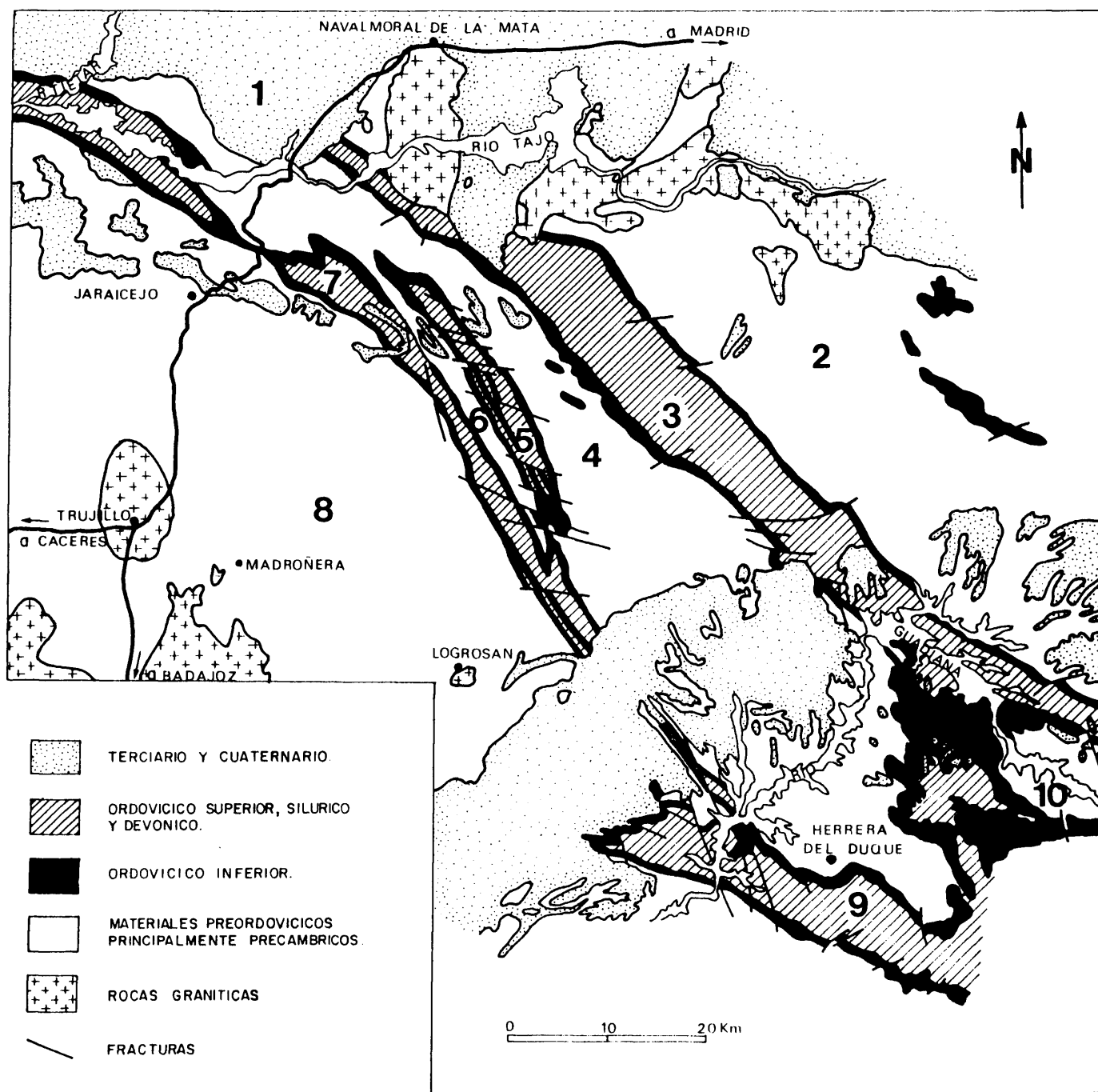


Fig. 3: Situación geológica. Unidades morfoestructurales: 1. Cuenca del Tajo; 2. Anticlinal de Valdelacasa; 3. Sinclinal de Guadarranque; 4. Anticlinal de Ibor (o Guadalupe); 5. Sinclinal de Río Viejas; 6. Anticlinal de Navazuelas-Robledollano; 7. Sinclinal de Santa Lucía; 8. anticlinorio Centroextremo (o de Trujillo); 9. Sinclinal de Herrera del Duque; 10. Anticlinal de Na valpino.

CAPOTE et al. (1.977), reconocieron la existencia de la discordancia en el valle del río Esteras, mientras que HERRANZ et al. (1.977) y SAN JOSE (1.980) aceptaban la concordancia entre ambas series.

Este "Alcudiense superior" es una unidad litológicamente más variada, en su base se sitúan niveles microconglomeráticos alternando con areniscas, grauvacas, y lutitas, que pasan a lutitas predominantes, en cuyo techo aparecen niveles dolomíticos. Por encima de éstos, vuelven a aflorar lutitas y grauvacas, con intercalaciones de conglomerados canalizados. Finalmente, su parte más alta está compuesta por areniscas y lutitas (fig. 4), VILAS et al. (1.979), SAN JOSE (1.983). Su potencia sobrepasa los 2.000 m., VILAS et al. (1.979), o los 2.500 m., SAN JOSE (1.980, 1.983).

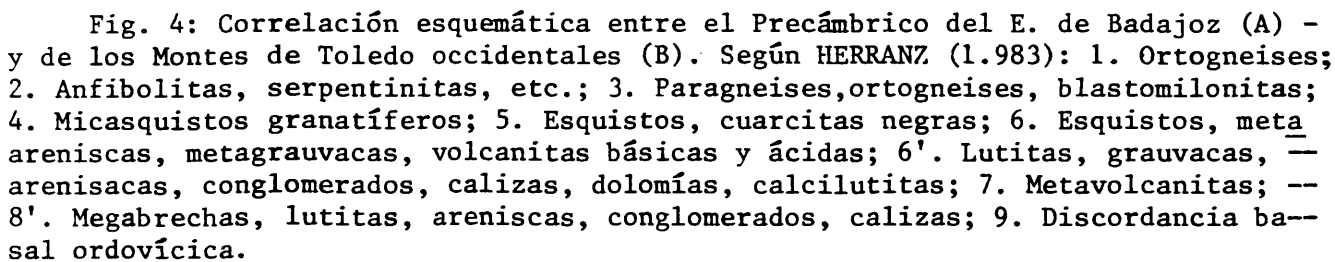
En los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano, por encima del Alcudiense superior --- afloran, discordantemente, materiales de edad ordovícica, sin embargo en otros anticlinales próximos, al E. y NE. como son los de Navalpino y Valdelacasa, aflora también discordantemente sobre el Alcudiense superior, otro conjunto de materiales, que incluyen a techo niveles datados como Cámbrico inferior, GIL CID et al. (1.976). Este primer ciclo Fanerozoico comienza con el denominado "nivel de Fuentes", MORENO (1.974), compuesto por un conjunto de olistostromas con abundantes cantos de caliza, de gran continuidad lateral y potencia variable. Sobre éste, se depositan las "pizarras del Pusa", SAN JOSE et al. (1.974), que representan una sucesión turbidítica, proximal a la base y distal a techo que presentan una mezcla de faunas precámbricas *Chuaría* y cámbricas *Monomorphichnus*, por lo que se ha situado en ellas el límite de Precámbrico-Cámbrico, BRASIER et al. (1.979), su potencia media son 800 m. Por encima se sitúan las "areniscas del Azorejo", SAN JOSE et al. (1.974), formadas por un conjunto detrítico de plataforma, con abundantes estructuras sedimentaria y huellas de origen orgánico, que indican una edad Cámbrico inferior. Por último, aparecen las "calizas de Los Navalucillos", con fauna del Cámbrico inferior alto (Elankiense), GIL CID et al (1.976), que serían un tramo carbonatado perimareal con intercalaciones detríticas, ZAMAREÑO (1.977), con arrecifes de algas y arqueociatos y niveles estromatolíticos y oolíticos, con una potencia media de 350 m. (fig. 4).

Los materiales, ya sin dudas atribuidos al Ordovícico, comienzan por niveles que dada su situación estratigráfica, son asignados al Tremadoc, por situarse bajo la "cuarcita armoricana". Estos niveles han recibido diferentes nombres, "capas intermedias" LOTZE (1.956), "niveau rouge", BOUYX ---- (1.970), etc. Están compuestas, en general, por conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras MORENO et al. (1.976), de coloración generalmente rojiza y con potencias variables entre 0 y 1.000 m., la diferencia de espesor está en relación con su situación bajo la cuarcita armoricana, pues ésta, corta y avanza más allá de los límites cartográficos de aquélla, siendo el contacto entre ambas, a lo sumo, disconforme, JULIVERT y TRUYOLS (1.983).

El resto de la serie paleozoica es muy parecida en gran parte de la zona Centroibérica, y con referencia a los sinclinales de Guadarranque, Río Viejas y Santa Lucía, el primero y el último de los cuales son los límites NE. y SW., respectivamente, del área estudiada, mientras que el sinclinal de Santa Lucía está incluido en ella, no siendo objeto de estudio. Sobre el Tremadoc y de forma transgresiva, se deposita la cuarcita armoricana, formada por dos paquetes de cuarcitas compactas, separadas por un tramo en el que alternan cuarcitas y pizarras, JULIVERT y TRUYOLS (1.983), su potencia varía entre --- 200-475 m. ALTEBAUMER et al. (1.982), BALLESTRA et al. (1.982), y su edad sería Arenigiense.

Por encima se sitúan las "capas de transición" WALTER (1.982), aunque para GIL CID et al. --- (1.976), forman aún parte de la cuarcita armoricana. Están compuestas por alternancias de cuarcitas, areniscas y pizarras, de edad Arenigiense y de potencia variable entre 25-30 m. en el sinclinal de Santa Lucía ALTEBAUMER et al. (1.982), a 150 m. en el sinclinal de Guadarranque, BALLESTRA et al. (1.982).

Concordantemente sobre la anterior, aparece la "serie de Navatrasierra", que ha sido subdividida en cuatro series: "pizarras inferiores de Navatrasierra", "cuarcitas inferiores de Navatrasierra", "pizarras superiores de Navatrasierra" y "cuarcitas superiores de Navatrasierra", WALTER (1.982).



La última serie de las anteriores, constituye los niveles más altos aflorantes de los sinclinales de Santa Lucía y Río Viejas, mientras que en el sinclinal de Guadarranque aparecen niveles más altos, que han sido denominados "serie del Guadarranque" WALTER (1.982).

En ésta, se han distinguido en la base, las "pizarras graptolíticas" WALTER (1.982), equivalentes a las "pizarras ampelíticas", GIL CID et al. (1.976), y a techo las "alternancias de pizarras y areniscas" WALTER (1.982), que GIL CID et al. (1.976), habían subdividido en cuatro unidades.

En otras áreas de la zona Centroibérica, las relaciones entre Ordovícico y Silúrico varían, apoyándose el Silúrico inferior sobre el Llandeilo JULIVERT y TRUYOLS (1.983), habiéndose citado como probable la existencia de una ligera discordancia entre ambos, DIEZ BALDA (1.982), que además explicaría el cambio de facies desde las pizarras negras del Llandeilo, depositadas en un medio de cierta profundidad, a las cuarcitas y pizarras del Silúrico, más someras, DIEZ BALDA (1.982).

El Devónico más próximo al área de estudio, aparece en el sinclinal de Herrera del Duque, límite sur del anticlinal de Ibor. El paso Silúrico-Devónico es transicional LLOPIS et al. (1.967), no pudiendo señalarse su límite con exactitud, JULIVERT et al. (1.983).

El Carbonífero no existe en las proximidades del área estudiada, los afloramientos más cercanos se sitúan en Puertollano. En la base del Carbonífero aparece una serie de tipo "culm", de edad Dinantiense, la base de la cual se ha citado como discordante BUTENWEG (1.968), aunque en otros puntos la base de esta serie podría incluir parte del Devónico superior, por lo que la cuestión no está aun resuelta, JULIVERT (1.983). Sobre ésta y de forma discordante, aparece una serie parálica de edad Viséense superior-Namuriense y una serie limmíca de edad Westfaliense, separadas al menos por una discontinuidad y conteniendo, ambas, capas de carbón. El Carbonífero acaba finalmente con una serie molásica postectónica casi indeformada, de edad Estefaniense alto, cuyo techo puede tener edad pérmica, JULIVERT (1.983).

En las proximidades del área estudiada, una enorme laguna abarca todo el Mesozoico y parte del Terciario. Los materiales terciarios más antiguos que forman el límite noroccidental del área estudiada, así como algunos afloramientos aislados, al SE. de dicha área, son de edad Mioceno, en función de su posición estratigráfica dentro de la cuenca del Tajo, o por correlación litoestratigráfica con otras zonas. Esta formada por conglomerados arcósicos y arcosas que hacia techo pasan a arcillas y margas, con niveles carbonatados aislados.

Discordantes, tanto sobre Precámbrico, como sobre Paleozoico y Mioceno, se sitúan los materiales denominados "rañas", compuestos por fangoconglomerados de cantos a bloques, subangulosos a redondeados, heterométricos y en ocasiones rubefactados, predominantemente cuarcíticos, en una matriz arenoso-arcillosa. Se relacionan casi siempre con los relieves cuarcíticos más acusados. Su edad, sería Plio-Pleistoceno.

Finalmente, los materiales de edad Cuaternario, discordantes sobre distintos niveles de cualquier edad anterior, están compuestos por al menos dos niveles de glacis-terrazza, de edad Pleistoceno y por los materiales, principalmente de origen fluvial, de edad Holoceno, con limos y arenas en las llanuras de inundación, y conglomerados polimícticos, gravas, arenas y limos aluviales que localmente pueden formar terrazas. Por último, hay que destacar los "canchales", derrubios de ladera compuestos principalmente por cantos cuarcíticos y situados como conos bajo los relieves de cuarcitas, de los cuales proceden.

1.5. Metodología

La metodología empleada es la normal de cualquier trabajo de geología regional, con características específicas, pues al ser fundamentalmente estratigráfico-sedimentológico se han usado las técnicas típicas de este tipo de estudios. Estas, se pueden dividir básicamente, en trabajo de campo y estudio de gabinete, que se exponen y subdividen a continuación, aunque no en un orden totalmente cronológico, pues ambas están interrelacionadas.

El trabajo de campo consistió básicamente en la realización de la cartografía geológica y en el levantamiento de las columnas estratigráficas, necesarias para definir las unidades.

La cartografía nos permitiría, fundamentalmente, controlar la estructura regional a gran escala, así como precisar las variaciones y las relaciones entre las distintas unidades. La metodología usada presenta varias etapas, la primera consistió en la elección de una serie de itinerarios principales, sobre fotografía aérea a escala 1:33.000, a lo largo de los cuales se ha realizado la cartografía litológica de los diferentes materiales realizándose niveles, que pese a no tener entidad suficiente, se consideraron al menos localmente niveles guía, junto a esto se intentaba controlar lo más posible la posición de las capas (distinción de techo y muro), y se tomaban los datos tectónicos necesarios (control de la, o las esquistosidades, relación entre ellas, cuando hubiera más de una; relación entre esquistosidad y estratificación, etc.).

Una segunda etapa consistió en la interpretación fotogeológica, uniendo los diferentes itinerarios realizados. Localmente, en zonas complicadas o en caso de que existieran problemas de correlación, se realizaban una serie de itinerarios secundarios, que en ocasiones llegaron a cubrir la totalidad de los afloramientos existentes en áreas no muy extensas.

Una vez concluida la cartografía sobre la foto aérea, se trasladaron las unidades distinguidas, junto con los datos estructurales necesarios, a mapas topográficos de escala 1:50.000, que es la base sobre la que se presenta la cartografía en este trabajo. Aunque, finalmente, para hacerlo más manejable, e incluirlo en esta memoria, se ha eliminado la base topográfica, reduciendo el original a una escala adecuada.

La realización de las columnas estratigráficas era un trabajo algo posterior, aunque se simultaneaba con la realización de la cartografía en otras áreas próximas. Las columnas se han realizado -- sobre algunos de los itinerarios principales, anteriormente descritos, y localmente sobre itinerarios secundarios, para precisar, o la relación entre algunas unidades, o las características estratigráficas de éstas.

Los tramos de las columnas fueron medidos por el procedimiento de la "vara de Jacob", promediando, en cada tramo, los buzamientos de los materiales, en el caso de tramos largos y/o con cambios de buzamientos acusados, al ir midiendo se iba recalculando éste. Los resultados obtenidos se han redondeado de 5 en 5 cm.

Según se levantaban las columnas se han tomado una serie de muestras, que se pueden considerar representativas de las distintas litologías que componen los tramos, con vistas a posteriores análisis de laboratorio, fundamentalmente petrográficos.

Las técnicas de gabinete también se pueden dividir en dos tipos, las de gabinete propiamente dichas y los trabajos de laboratorio.

Dentro de las técnicas de gabinete, no ha sido necesario realizar un intenso estudio bibliográfico de los antecedentes locales y regionales del área estudiada, pues eran los mismos que los de la tesis de licenciatura, con posterioridad nos hemos mantenido al día de los trabajos que aparecían en la zona de estudio, o de trabajos regionales, más o menos relacionados con ella y hemos procurado ampliar estudios de otras áreas, para adquirir una visión suprarregional de una serie de aspectos estra

tigráficos y tectónicos, que han abarcado la mitad meridional de la zona Centroibérica, fundamentalmente, la zona con metamorfismo de bajo grado, así como aspectos locales de la zona de Ossa-Morena, y de otras áreas del Macizo. También hemos realizado trabajos bibliográficos, en el aspectos sedimentológico, con vistas a intentar situar lo mejor posible los ambientes en los que se depositaron los materiales - estudiados.

El trabajo de laboratorio ha consistido, exclusivamente, en el examen mediante microscopio petrográfico (mineralogía, composición), y lupa binocular (estructuras sedimentarias de pequeña escala), de las muestras obtenidas al realizar las columnas, se han obtenido unas 580 láminas delgadas, la mayoría de las cuales habían sido previamente teñidas, para resaltar feldespatos y dolomías.

Hay que destacar que alguna de estas muestras, junto con otras tomadas específicamente para - ello, han sido analizadas geoquímicamente por el Dr. Julio Saavedra de la Universidad de Salamanca, alguno de cuyos resultados, como ya hemos dicho, se presentan aquí.

Finalmente, hay que resaltar también, la realización de análisis de facies y de secuencias sedimentarias. Este tipo de trabajo, que son frecuentes en otras regiones, no se habían realizado anteriormente, de forma sistemática, como se presenta aquí. Como antecedente directo podemos señalar el trabajo de VILAS et al. (1.979), en la zona de La Calera, mientras que otros trabajos sólo han tocado parcialmente este aspecto.

Este estudio, detallado, se ha realizado con vistas a la reconstrucción de los ambientes sedimentarios en los que se depositaron los materiales estudiados, así como sus relaciones laterales y verticales que nos permitirían una reconstrucción paleogeográfica para cada momento, así como su evolución en el tiempo.

Para su realización hemos tenido que solucionar una serie de problemas, como la carencia de afloramientos con buenas exposiciones laterales y, en ocasiones, verticales, lo que nos presentaba problemas para reconstruir las relaciones laterales entre las diversas secuencias. Otros problemas han sido, la ausencia, en algunas zonas, de estructuras sedimentarias en los materiales terrígenos y la recristalización total de los dolomíticos, de los que, en lámina delgada no hemos podido realizar más que observaciones aisladas. Para solucionar estos problemas hemos necesitado realizar numerosos recorridos de amplias zonas, visitando, en ocasiones, la totalidad de los afloramientos existentes, en los cuales ha sido necesario tomar todos los datos disponibles, que aunque puntuales, nos han permitido interpretar las distintas facies, secuencias y sus relaciones.

De esta forma, hemos reconocido un cierto número de medios y ambientes sedimentarios, algunos de los cuales no habían sido citados nunca en esta región y se describen aquí por primera vez. También, gracias a estos datos, se ha podido por primera vez interpretar detalladamente la evolución vertical - de los medios sedimentarios en este segmento de la cadena, lo que a su vez nos ha permitido realizar una reconstrucción paleogeográfica, nueva en algunos aspectos, de una sección de la cuenca en la que se depositaron los materiales que denominamos Alcudiense superior. Una reconstrucción total de la cuenca, implica la caracterización definitiva de este Alcudiense superior, para lo cual es necesario, y se está llevando a cabo actualmente, el estudio de otras áreas, desde el valle de Alcudia, hasta el anticlinal de Valdelacasa, por nosotros mismos junto a otros miembros de los departamentos de Estratigrafía y Paleontología de la U.C.M. y del Instituto de Geología Económica, C.S.I.C.

2. ANTECEDENTES

2.1. Introducción

A la hora de escribir sobre los antecedentes de cualquiera de las zonas en las que se ha dividido tradicionalmente el Macizo Hespérico, debemos diferenciar dentro de cada trabajo, la parte descriptiva, local o regional, de la síntesis evolutivas que se obtienen para las distintas zonas o incluso para toda la cadena, tanto a partir de datos propios de los autores, como recopilados por los mismos.

Así, vamos a separar los antecedentes que presentan ideas sobre la evolución de grandes áreas, que siempre puede presentar cierto grado de subjetividad, de los antecedentes que presenten datos objetivos, de campo. Dentro de éstos distinguiremos los que tratan de áreas próximas a la estudiada, de los que tratan de otras regiones con problemas comunes con la nuestra, de aquellos, finalmente, que tratan total o parcialmente la zona de Ibor-Navezuelas-Robledollano.

En resumen, este capítulo lo vamos a dividir en cuatro apartados: síntesis evolutivas, abarcan regiones extensas, a escala de zona o incluso de toda la cadena, se basan tanto en datos de campo, como en trabajos recopilados por los autores. Antecedentes regionales próximos, son trabajos de extensión regional, con datos de áreas limítrofes a la estudiada. Otros antecedentes regionales, son trabajos -- también de extensión regional, con datos de áreas relativamente alejadas, aunque con problemática similar. Antecedentes locales, trabajos que abarcan total o parcialmente el área estudiada.

2.2. Síntesis evolutivas

A partir de la mitad de los años 20, han existido dos escuelas que explican de forma distinta aspectos sobre el origen y evolución de todo el Macizo Hespérico, o al menos de algunas de sus partes constituyentes.

Fue STAUB (1.926), quien propuso la primera interpretación de conjunto del Macizo, propugnando la existencia de un zócalo metamórfico de edad precámbrica y sobre él discordantes, aparecían sedimentos también de edad precámbrica, en continuidad con el Paleozoico inferior. Estas ideas eran próximas a las que ya habían expuesto con anterioridad MCPHERSON (1.883), quien dio la primera sucesión estratigráfica para el Arcaico español, y por DELGADO (1.907), que separó unos materiales metamórficos basales, los cuales asignó al Arcaico, de una potente serie sedimentaria suprayacente, a la que atribuyó una edad algonquica, en Portugal.

Por el contrario, STILLE (1.927), negó la existencia de un zócalo precámbrico antiguo, así como la existencia de episodios tectónicos y metamórficos que no fueran hercínicos.

Estas últimas ideas son relanzadas por los autores alemanes de los años 40, fundamentalmente LOTZE y sus discípulos cuyos trabajos marcan un giro en los conocimientos sobre ésta y otras regiones del Macizo Hespérico.



De esta forma, LOTZE (1.945 a), niega la existencia de Arcaico seguro en la parte española de la meseta, aunque no excluye la posibilidad de que aflore el yacente en algunos núcleos de anticlinales algónquicos en Portugal, sin creer que todo el Macizo sea prealgónquico. Las manifestaciones algonquien ses las liga al Cámbrico por tránsito gradual o concordancias aparentes.

Rechaza la existencia de discordancias caledónicas, atribuyendo las "débiles" discordancias - entre Silúrico y Devónico a manifestaciones locales. En cuanto a la fase Sárdica, que sí da lugar a una discordancia angular fuerte en la región de Huelva, la considera "un caso de excepción dentro de la Me seta", afirmando que este plegamiento no trajo consolidación y concluye, que "el basamento de la Meseta hay que considerarlo como Varisco en su totalidad".

LOTZE (1.945 b), divide en zonas el Macizo, diferenciandolas entre sí por la diversa partici- pación en su estructura de las rocas intrusivas y metamórficas, y de las diferentes formaciones del Pa leozoico sedimentario. Reconoce una cierta simetría en la estructura varisca, desde los dominios margi nales al dominio interior, que representa "el geosinclinal... de régimen marino sometido a proceso de hundimiento desde el Algonquiense superior, hasta el Devoniano, salvo ligeras interrupciones".

LOTZE (1.956), en su nuevo esquema evolutivo del Precámbrico de la Península, más afín a las ideas de MCPHERSON, STAUB, etc. Atribuye las vulcanitas que aparecen en la zona más profunda del Pre- cámbrico de Asturias y Sierra Morena a una orogenia alpinotípica, debida muy probablemente a los plega mientos Gotocarélidos, a la que seguiría un hundimiento epirogénico importante, que originaría las for maciones sedimentarias algónquicas, que continen vestigios de climas fríos.

Posteriormente, al norte, tiene lugar el plegamiento Asíntico, con dos posibles fases, mientras que al sur, sigue el hundimiento, tras lo cual se depositaría el Cámbrico inferior, que, por lo tanto, sería concordante al sur y discordante al norte.

En los años 60, LLOPIS LLADO y SANCHEZ DE LA TORRE (1.961, 1.962, 1.963 a y b, y 1.965), si- guiendo también las ideas de STAUB, postulan que las migmatitas de Toledo representarían un zócalo me- tamórfico, sobre el que se apoyaría discordantemente un precámbrico sedimentario, que comparan en edad con el Brioveriense de Bretaña, que se habría depositado en una cuenca de tipo eugeosinclinal. Entre ambas series existiría un salto de metamorfismo, presentando, las migmatitas, una tectónica "fantasma" anterior al metamorfismo general que la afecta, que comparan a las Carelides del norte de Europa.

PARGA (1.970), modifica la zonación estratigráfico-tectónica de LOTZE y agrupa los materiales sedimentarios precámbricos y paleozoicos que reposan sobre un problemático zócalo precámbrico, más an- tigo, en dos ciclos de sedimentación y orogénesis.

En el primero de estos ciclos, Precámbrico reciente (¿Brioveriense superior?)-Paleozoico infe rior, las series sedimentarias permiten definir unos dominios asimilables a prefosa, miogeosinclinal y eugeosinclinal. Los fenómenos orogénicos, plegamiento, migmatización, metamorfismo y plutonismo son de edad Cámbrico medio y superior-Ordovícico, sólo puestos de manifiesto en el dominio eugeosinclinal.

El segundo ciclo, corresponde a los materiales del Paleozoico superior, depositados sobre un dominio de plataforma con dos áreas de fuerte subsidencia, una al norte y otra al sur del Macizo. Los fenómenos orogénicos son hercínicos y han borrado total o parcialmente los mismos fenómenos del primer ciclo. Durante este ciclo se produce la cratonización total del conjunto, que sólo habría sido parcial al final del primer ciclo.

BARD et al. (1.973), suponen que en el Precámbrico superior, la sedimentación pelítica se rea liza en un régimen dispensivo, en cuencas separadas por un geoanticlinal con vulcanismo ácido, que da ría lugar a las series tipo "Ollo de sapo". Al final del Precámbrico se produce una fase orogénica, -- cadomiense, seguida de peneplanización y vulcanismo riolítico y andesítico, que daría lugar a la trans gresión cámbrica. Posteriormente, se reanudaría la distensión, en el Ordovícico-Silúrico, dando lugar

a un margen continental pasivo al SW. de la Meseta, que posteriormente evoluciona a un margen activo, y da lugar a un orógeno de tipo ortotectónico.

BARD et al. (1.974), vuelven a dividir el Precámbrico de la Meseta Ibérica en dos conjuntos, uno inferior, compuesto por metabasitas polimetamórficas y ortogneises, situados como afloramientos aislados en el dominio central galaico-castellano y en el eje Oporto-Badajoz-Córdoba, de los que es difícil determinar si han sufrido un metamorfismo y una tectónica preasíntica, al no disponer de edades radiométricas para esas formaciones.

El conjunto superior, lo subdividen a su vez, en una "serie flyschoide" de edad Precámbrico superior y en el "complejo esquisto-grauváquico", que sería Cámbrico por correlación con su homónimo portugués. La "serie flyschoide" habría sufrido una orogénesis cadomiense, seguida de una peneplanización general antepaleozoica, la orogénesis se manifiesta en el sur de la Península como una tectónica tangencial acompañada de metamorfismo.

TAMAIN (1.975), continuando trabajos anteriores, concluye que el "ciclo alcudiense", de edad Precámbrico superior, corresponde al principio de rejuvenecimiento de un zócalo antiguo, al borde de un cratón, seguido de una fase de reposo continental. Este ciclo concluye con una "orogénesis muy importante", cadomiense, en el curso de la cual ha sido "vigorosamente plegado y después afectado por intensos movimientos tangenciales". En una fase ulterior ha sido verticalizado debido a "algún hundimiento brutal del zócalo subyacente".

HERRANZ et al. (1.977), dividen en regiones, una transversal entre los Montes de Toledo y el valle del Matachel, en función de las características de los materiales precámbricos y sus relaciones con el suprayacente.

Dividen el Precámbrico en dos grandes conjuntos separados por discordancias, para el inferior proponen la denominación "Beturiense", éste contendría una fuerte proporción de rocas ígneas de diverso tipo, así como tramos pelíticos, todo ello metamorfozado. El conjunto superior, Alcudiense, tendría una génesis turbidítica de plataforma, y a su vez lo subdividen en dos tramos, uno inferior y otro superior concordantes.

Sobre ambos, y de forma discordante, se depositarían el Cámbrico inferior, por lo que no existirían las "series de tránsito". Este, se depositaría en dos cuencas con historias distintas separadas por un umbral que sitúan en la posición que actualmente ocupa Pedroches.

La discordancia que separa el Alcudiense del Cámbrico inferior sería equivalente a la Cadomien ~~se~~ o Asíntica, cuya importancia relativa general no precisan, aunque para los Montes de Toledo tendrían mayor importancia los "movimientos sárdicos" que la orogenia cadomiense.

VEGAS et al. (1.977), separan dentro del Precámbrico superior del centro de España, el cual denominan "complejo esquisto-grauváquico", dos tramos, uno inferior pelítico-grauváquico y otro superior con mixtitas, discordante con el anterior. Las mixtitas, que marcan el Precámbrico superior terminal, corresponden a "una fase final reflejo tectónico de otras áreas de compresión pan-africana".

El Precámbrico superior ibérico correspondería a la formación de un margen inactivo, creado en la fase distensiva, que dará origen al geosinclinal hercínico.

VEGAS (1.978), siguiendo el esquema anterior, relaciona las potentes series de materiales sedimentarios de edad Precámbrico superior con el relleno de grabens, originados en las primeras etapas de rifting, de un evento tensional tipo atlántico datado en 850 m.a. en el margen americano.

La causa de formación de las mixtitas sería subsidencia basinal controlada por fallas, esta actividad marca el final de la sedimentación precámbrica y está relacionada con movimientos compresivos pan-africanos. Rocas anteriores al precámbrico superior no existirían en el Macizo, aunque bloques sueltos de un basamento más antiguo (pre-Grenvillense), habrían sido anormalmente emplazados en niveles -

más altos durante la orogenia Hercínica, este sería el caso de los complejos máficos de Galicia y Portugal.

Finalmente, indica la existencia de movimientos epirogénicos generalizados al comienzo del Cámbrico, con dos áreas emergidas, una el dominio del Olla de sapo y otra la zona lusooriental-alcúdica en la que también existirían movimientos epirogénicos sárdicos.

SAN JOSE (1.980, 1.983), separa el Alcudiense de su sustrato Beturiense, mediante una discordancia mayor y generalizada, dicho sustrato correspondería a un zócalo previamente tectonizado y metamorfizado. La discontinuidad representaría el comienzo del relleno de las cubetas subsidentes postgrevillenses.

Las discontinuidades intraalcudienses y la que separa el Alcudiense del primer ciclo Fanerozoico, reflejarían etapas de rifting contemporáneas de los episodios compresivos panafricanos-brasileños.

GIL IBARGUCHI y JULIVERT (1.983), separan para los macizos catazonales de Galicia y Portugal, un grupo sedimentario basal, "Grupo de Masanteo", depositados sobre un sustrato desconocido, con una edad de formación no superior a 1.500 m.a., deduciéndose, además, de los datos de U/Pb para zircones, que al menos parte de los sedimentos deriva de un material que tendría una edad de 2.500 m.a.

Sobre este Grupo se depositarían los metasedimentos del "complejo de Ordenes", cuya edad abarcaría desde el Precámbrico superior hasta el Paleozoico basal, su depósito estaría relacionado con procesos de subsidencia, debido a la formación de un rift en un área continental que sería el resultado de una "mantle plume" activa durante el Precámbrico superior.

HERRANZ (1.983, 1.984), separa dentro del Precámbrico de la zona de Ossa-Morena dos supergrupos basales denominados Beturiense y Alcudiense, y un "complejo Precámbrico terminal".

El supergrupo Beturiense consta de dos subconjuntos separados por una suave discordancia, el grupo Beturiense inferior, ortoderivado, cuya génesis podría corresponder a un cinturón de rocas verdes finiarcaico, y cuya edad abarcaría un lapso de tiempo entre 2.600-2.200 m.a. El grupo Beturiense superior tiene fundamentalmente un carácter metasedimentario, con una unidad basal que presenta varios impulsos transgresivos, separado, mediante una laguna de edad proterozoica inferior (2.000-1.750 m.a.) - que incluye un proceso tectonometamórfico importante, con plutonismo ácido en el área madre y quizás reactivación del sustrato granítico profundo, del Beturiense superior alto, que correspondería a una etapa de rifting oceánico dentro de una atmósfera no oxidante, cuya edad oscilaría entre 1.500-1.100 m. a.

Una nueva laguna que podría representar el Proterozoico medio final (1.100-950 m.a.), y que incluiría suave plegamiento sinmetamórfico con paleoalteración, separaría Beturiense de Alcudiense.

Este supergrupo Alcudiense, también está compuesto por dos subconjuntos, el Alcudiense inferior que podría representar un margen pasivo tipo atlántico o un gran aulacógeno, su edad sería Proterozoico superior (950-650 m.a.), y un Alcudiense superior cuyo tipo de cuenca no está claro, su edad sería Vendense (650-610 m.a.). Entre ambos existiría un proceso tectonometamórfico mal conocido, con regresión y erosión.

Tras una nueva "confusa interrupción en la sedimentación, quizás con movimientos cadomienses precoces y erosión no muy acusada", se depositaría el complejo Precámbrico terminal, desarrollándose un proceso de vulcanismo en primer lugar ácido, que dio paso a un magmatismo calcoalcalino, su edad estaría acotada entre 610-550 m.a.

Finalmente, este conjunto acaba con un episodio "cadomiense-panafricano", con metamorfismo dinámico y posibles grandes fracturas. Tras un periodo de fuerte arrasamiento y alteración, se depositaron los primeros materiales de edad cámbrica.

Aparte de las tres etapas tectonometamórficas anteriores, distingue otras dos etapas posteriores, Cámbrico medio a Devónico superior y por último la etapa Hercínica, retromórfica para el Precámbrico aflorante salvo excepciones. Los efectos posthercínicos serían fundamentalmente rupturales o cataclásticos.

Actualmente, como resumen, parece aceptado que el Precámbrico del Macizo Hespérico, se puede dividir en dos grandes conjuntos, el conjunto inferior en el que estarían incluidos el "grupo Masanteo", de Galicia y Portugal, el "gneis Morcuera", del Sistema Central y el "supergrupo Beturiense", de la zona de Ossa-Morena, que tendría un carácter polimetamórfico y constituiría, al menos en parte, un zócalo deformado por una o más etapas orogénicas intraprecámbricas, aunque los procesos orogénicos más importantes que los habrían afectado podrían ser anteriores a los 1.000 m.a. y ser equivalentes a la orogénia Grenville, CAPOTE (1.983).

Dentro del complejo superior estarían incluidos el "complejo de Ordenes", en Galicia, el "gneis Buitrago" y el "Ollo de sapo", del Sistema Central y el "supergrupo Alcudiense" y el "complejo Precámbrico terminal", de Ossa-Morena, Alcadia y Montes de Toledo, en el que parecen existir diversas discontinuidades cuyos rangos no están total, ni completamente establecidos.

Sobre estas unidades se depositan los materiales del primer ciclo Fanerozoico, cuya base localmente puede tener aun edad precámbrica, BRASIER et al. (1.979), la relación entre ambos parece ser una discordancia bastante generalizada, que indicaría la existencia de movimientos tectónicos, que habrían, pues, de considerarse Asínticos o Cadomienses. La intensidad de estos movimientos es variable en las zonas Centroibérica y Astur occidental-leonesa, donde no se encuentran microestructuras penetrativas previas a la discordancia, ni tampoco recristalización metamórfica.

Sin embargo, en el antiforme del Narcea, estos movimientos produjeron pliegues vergentes e incluso con flanco volcado, PEREZ ESTAUN (1.975), y en la zona de Ossa-Morena se citan deformaciones importantes acompañadas de metamorfismo regional cadomiense, con gradientes de presiones intermedias, BARD et al. (1.973), HERRANZ (1.984).

2.3. Antecedentes regionales próximos

En este apartado presentaremos los antecedentes de los anticlinales adyacentes al de nuestra área de estudio, básicamente el de Valdelacasa al NE. y los pocos datos sobre el de Navalpino, al E. Sobre el gran anticlinorio centroextremeño, al SW., existen pocas publicaciones, más bien de carácter supraregional, o de carácter local pero con implicaciones en el área estudiada.

LOTZE (1.956), fue el primero en asignar al Precámbrico, series que yacen bajo Cámbrico datado con fauna. Así en los Montes de Toledo define la "serie de Valcasa", que estaría compuesta por grauvacas, pizarras arcillosas y areniscas, con una potencia de muchos miles de metros de espesor.

Intercalados en esta serie aparecen numerosos bancos de gravas con cantos de cuarzo y cuarcita en una matriz pizarrosa, por sus caracteres, así como por su composición petrográfica, les atribuye un origen fluvioglaciario y en base a estos datos, posible existencia de una glaciación, les asignó una edad algonquiana alta. El tránsito de esta serie al Cámbrico sería concordante.

Posteriormente LOTZE (1.961), precisa los datos anteriores y sobre la serie de Valcasa, formada por pizarras blandas y uniformes de potencia desconocida y edad precámbrica, se depositan las "capas de transición" al Cámbrico, compuestas por pizarras grauváquicas con numerosas intercalaciones de bancos de conglomerados.

Concordantemente, por encima, se sitúa la serie cámbrica, entre cuyos materiales se encontrarían todos los niveles carbonatados de una amplia región, incluidos los de Castañar de Ibor, donde encuentra restos de trilobites dudosos.

CANADA (1.962), en la hoja de Valdeverdeja (653), considera la existencia de materiales precámbricos como "simplemente posible", en todo caso estarían representados por algunas apófisis graníticas.

El Cámbrico, que se apoyaría sobre las apófisis graníticas, comenzaría por un nivel de conglomerados y pizarras en facies flysch, producidas por corrientes de turbidez, primera cita de la existencia de niveles turbidíticos en la región.

En la serie que presenta, por encima situa un nivel pizarroso azoico, más alto, un nivel calcáreo-dolomítico-silíceo, que también afloraría en las proximidades de Fresnedoso de Ibor y por último un nivel de cuarcitas.

LLOPIS LLADO y SANCHEZ DE LA TORRE (1.962, 1.963 a y b, 1.965), asignan una edad pre-Brioveriense a los materiales metamórficos del Macizo de Toledo, los cuales presentan una "tectónica fantasma" anterior al metamorfismo general que la afecta.

Sobre este núcleo metamórfico, que actuaría como zócalo, se depositarían los materiales sedimentarios de la "serie de Valdelacasa", cuya sedimentación comienza en el Precámbrico, desarrollándose en una cuenca subsidente, tipo eugeosinclinal, con vulcanismo inicial diabásico.

A los bancos de conglomerados, que LOTZE había atribuido un origen fluvioglacial, indican -- que son fluviales, retocados por la abrasión marina. Su área fuente estaría situada al NE., sobre el actual Macizo de Toledo, estando formada principalmente por cuarcitas.

En el anticlinal de Navalpino RANSWEILER (1.968), por correlación con el anticlinal de Valdelacasa, separa unos materiales inferiores de tipo flysch, de edad precámbrica, de los materiales suprayacentes, concordantes, formados por esquistos y areniscas con alternancias conglomeráticas y a veces calcáreas, que equipara al Cámbrico inferior.

Por encima, discordantemente, discordancia que denomina Sárdica, se deposita el Ordovícico inferior.

GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971), distinguen dos conjuntos en los materiales que denominan genericamente "anteordovícicos", uno superior de facies cámbricas y otro inferior asimilable al Precámbrico.

Encuentran dos sucesiones ligeramente distintas en ambos flancos del anticlinal de Valdelacasa, así en el flanco septentrional, de muro a techo afloran: las capas de Valdelacasa, que incluyen en el Precámbrico, siguiendo los esquemas de LOTZE (1.956); pizarras y conglomerados donde sitúan el límite Precámbrico-Cámbrico, y ya en el Cámbrico, pizarras arenosas; calizas y dolomías y a techo pizarras arenosas.

En el flanco meridional, de nuevo sobre las capas de Valdelacasa, se depositarían las "grauvacas y microconglomerados de Carrascalejo", para finalizar bajo la cuarcita armoricana, con unas areniscas y pizarras de tono rojizos, que siguiendo de nuevo el esquema de LOTZE, las atribuyen al Cámbrico superior.

PARGA y VEGAS (1.972 b), continuando con el esquema de GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971), presentan la siguiente sucesión: serie de Valdelacasa, de edad precámbrica superior; "serie de conglomerados de Villar del Pedroso", que representaría el tránsito al Cámbrico; "serie calcarea", de edad Cámbrico inferior.

Discordante sobre los niveles anteriores, discordancia Toledánica, aparece la "serie clástica superior", de edad Cámbrico superior. Sobre todos los materiales anteriores y también discordante, discordancia ibérica, aparece la cuarcita armoricana.

SAN JOSE et al. (1.974), en base a las series estratigráficas obtenidas en Los Navalucillos

(Toledo) y Navas de Estena (Ciudad Real) distinguen las siguientes unidades litoestratigráficas para esa región: "serie de pizarras del Pusa" y "serie del Azorejo", con un nivel carbonatado, a techo, que denominan "calizas de los Navalucillos".

Discordante, por encima, aparece la "serie del Estena", esta discordancia la asimilan a la Toledánica de LOTZE (1.956), no apreciándose la discordancia Ibérica. No omiten la posibilidad de una tectónica preordovícica que condicione la geometría de la serie del Azorejo previamente a su decapitación por la discordancia Toledánica.

La edad de la serie del Estena abarca desde el Cámbrico superior o Tremadoc al Skiddaviense. Las calizas de Los Navalucillos presentan en Noez restos de trilobites, citados por APARICIO y GIL CID (1.972), del Cámbrico inferior alto, por lo que las comparan con las de Urda y San Pablo de los Montes, de la misma edad.

Para las series inferiores, dada la continuidad sedimentaria desde las calizas de Los Navalucillos hasta las pizarras del Pusa, plantean dos hipótesis: a) si se consideran precámbricas las pizarras del Pusa no existe discontinuidad Precámbrico-Cámbrico; b) si se admite la existencia de dicha discontinuidad en el límite Precámbrico-Cámbrico, éste se situaría por debajo de la base visible de las pizarras del Pusa.

VEGAS (1.974), define "formación Valdelacasa", que comprendería los materiales pizarrosos y grauwáquicos que representan la parte más inferior de la secuencia estratigráfica del basamento hercínico, atribuyéndola una edad precámbrica.

A techo situa los "conglomerados de Villar del Pedroso", que representarían la transición al Cámbrico y por encima, ya en el Cámbrico inferior la "serie carbonatada con arqueociatos", junto con otros niveles terrígenos suprayacentes.

Considera la ausencia del Cámbrico medio y la existencia de Cámbrico superior-Tremadoc, discordante.

MORENO (1.974, 1.975, 1.977 a y b), define el "nivel conglomerático calcáreo de Fuentes", -- primero como originado en un medio agitado, situado en una zona de umbral, donde se producirían interrupciones en la sedimentación, para en trabajos posteriores definirlo como depósitos olistostrómicos relacionados con surcos turbidíticos.

Este nivel lo correlaciona con el "olistostroma con calizas del Membrillar" y con el nivel de "porfiroides de Aldeanueva de San Bartolomé", asignándoles a todos ellos una edad precámbrica terminal. Todo este tramo lo situa concordantemente sobre las capas de Valdelacasa y junto a los "conglomerados de Carrascalejo", LOTZE (1.961), y a los "conglomerados de Villar del Pedroso", VEGAS (1.971), y los incluye en las "series de tránsito".

El tránsito al Cámbrico se realizaría concordantemente a través de una potente serie pelítica, "pizarras del Pusa" SAN JOSE et al. (1.974), que daría paso a las calizas de Los Navalucillos.

Compara los niveles conglomeráticos y olistostrómicos del Precámbrico terminal con "mixtitas" indicando la existencia de un control tectónico para su formación, este control estaría representado por los movimientos sincrónicos a la sedimentación que configurarían umbrales, que llegarían a emerger ocasionalmente, en los que se depositarían materiales carbonatados, y surcos donde se acumularon potentes masas olistostrómicas y series de turbiditas proximales. Tanto surcos como umbrales tendrían un desarrollo longitudinal y alargado en dirección NW-SE.

PARGA y VEGAS (1.975), siguiendo los esquemas de LOTZE (1.961), y sobre los materiales de edad precámbrica, para los que presentan la sucesión de VEGAS (1.974), que equiparan a la serie de Valdelacasa LOTZE (1.961), se depositaría concordantemente la "serie intermedia de transición".

Esta serie comprendería la "serie del Pedroso", compuesta de muro a techo por: alternancia de pizarras y grauvacas, con niveles de conglomerados; alternancia de pizarras y cuarcitas; y pizarras que pasan a areniscas a la base.

Concordantemente con esta serie de transición se depositaría el Cámbrico inferior, que comprende la "serie del Ibor", que estaría formada, de muro a techo: pizarras arcillosas y pizarras bandeadas con trilobites; calizas de La Estrella; pizarras arcillosas; y por último, las "capas de Los Cortijos", con trilobites.

Discordantemente por encima, se situaría la "serie de Carrascalejo", de edad Tremadoc y/o Cámbrico superior y finalmente los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior en cuya base sitúan la discordancia Ibérica.

CAPOTE et al. (1.977), basándose en los esquemas de MORENO, admiten la existencia de discontinuidades tanto cartográficas como intraformacionales en la base o por debajo de los niveles de conglomerados calcáreos precámbricos, fruto de deslizamientos postsedimentarios de las masas carbonatadas.

VEGAS et al. (1.977), delimitan en el flanco N. de Valdelacasa, tres conjuntos estratigráficos por debajo de las cuarcitas armoricanas.

El conjunto superior tendría naturaleza conglomerática en facies de aguas someras, su edad sería Tremadoc y su base se situaría discordante angularmente.

Por debajo afloraría una serie de pizarras con intercalaciones calcáreas y areniscosas en las que existe fauna del Cámbrico inferior, su base es muy monótona y potente.

El tercer conjunto, en continuidad bajo los materiales anteriores, estaría formado por un nivel muy potente de fangoconglomerados, olistostromas y lechos de calizas y conglomerados calcáreos, en ocasiones feldespáticos, los cuales tendrían una edad precámbrica superior terminal debido a su situación sobre facies turbidíticas equivalentes a las formaciones esquistoso-grauváquicas de edad precámbrica superior del centro de la Península "formaciones Valdelacasa y Alcudia". Las discordancias puntuales que según los autores existirían hacia el borde de la cuenca, las suponen compatibles con la concordancia general encontrada hacia el W. que con dudas podría representar la zona central de la cuenca al considerar estos niveles como "mixtitas".

En la zona de Villarta, anticlinal de Navalpino, en las proximidades del olistostroma calizo, aparecerían una serie de fanglomerados con cantos de lilitas y capas colapsadas incluyéndolos en la serie conglomerática, que comparan con el Alcudiense superior, con una edad precámbrica superior. El esquema de Valdelacasa sería también válido en Navalpino.

HERRANZ et al. (1.977), dentro de la subdivisión en "dominios" de la parte meridional de la zona Centroibérica y septentrional de Ossa-Morena, incluyen los anticlinales de Navalpino y Valdelacasa en el dominio que denominan "Montes de Toledo occidentales". Este lo caracterizan por la existencia de Precámbrico anquimetamórfico, en facies esquistoso-grauváquicas, discordante bajo Cámbrico datado.

Las unidades que distinguen son, de muro a techo: "pizarras del Guadiana", compuestas por pizarras arcillosas con lentejones de "pebbly mudstone", de origen turbidítico; "calizas de Villarta", - en las que reconocen oncolitos, estructuras estromatolíticas y niveles brechoides, estas calizas las correlacionan con las de Valdecañas (Ibor) y Abenojar; finalmente las "pizarras del Torilejo", compuestas por tres tramos, uno inferior en el que dominan las secuencias canalizadas, uno medio pizarrosos y el superior formado por una sucesión de secuencias de Bouma completas.

Discordantemente, por encima, se iniciaría el ciclo que contiene los materiales cámbricos, esta discordancia, aunque localmente pueda ser fuerte, no marcaría un cambio demasiado grande, ni desde el punto de vista litológico, ni del estructural, equiparándola a la Cadomiense o Asintica.

Este ciclo comienza con el "nivel de Fuentes" MORENO (1.974), conjunto olistostrómico con can

tos de caliza, al que seguirían sucesivamente las "pizarras del Pusa", de origen turbidítico; las "areniscas del Azorejo", conjunto detrítico de plataforma con huellas de origen orgánico que indicarían - una edad cámbrica inferior; finalmente las "calizas de Los Navalucillos", tramo carbonatado perimareal, datado como Cámbrico inferior alto (Elankiense), mediante fauna de arqueociatos y trilobites, GIL CID et al. (1.976).

El Ordovícico inferior se depositaría discordante sobre todos los materiales infrayacentes, - esta "discordancia Sárdica" sería mucho más importante que la anterior, condicionando en mayor grado - la morfoestructura actual de la zona.

BRASIER et al. (1.979), encuentran por primera vez icnofauna en niveles inferiores a las areniscas del Azorejo, completando con nuevos datos de icnofauna la datación de esta unidad.

Así, en el nivel de Fuentes, citan restos de *Planolites*, mientras que en las pizarras del Pusa, suprayacentes, aparecen discos carbonosos del tipo *Chuaría*, considerados característicos del Rifeense o Vendense, además de pistas de aspecto más cámbrico como *Monomorphichnus* y otras próximas a *Phycodes* y *Diplocraterion*, lo que hace que se les asignen a ambos, provisionalmente, una edad Véndica, aunque - el límite con el Cámbrico inferior, debería situarse en las pizarras del Pusa.

Las areniscas del Azorejo, por la icnofauna que presentan, son ya de edad Cámbrico inferior, - mientras que el Alcudiense superior, discordante bajo el nivel de Fuentes, tendría una edad Vendense o Rifeense, en función de la edad del nivel de Fuentes.

MARTIN-CARO (1.980), en la zona de La Estrella, reconoce cinco unidades que ya habían sido descritas anteriormente, desde el Alcudiense superior hasta las calizas de Los Navalucillos, HERRANZ et al. (1.977). Encontrando icnofauna similar a la citada por BRASIER et al. (1.979), situando el límite Precámbrico-Cámbrico o bien en las pizarras del Pusa en base a criterios paleontológicos, o en la base del nivel de Fuentes como inicio de un nuevo ciclo separado del anterior por acontecimientos geotectónicos.

SAN JOSE (1.980, 1.983), distinguen dentro de los materiales pelíticos y grauvaquicos del borde meridional de la zona Centroibérica, dos grupos:

El "Grupo inferior (Alcudiense)", comienza con arcosas vulcanogénicas que pasan lateralmente a conglomerados, procedentes de la erosión del sustrato. Hacia arriba pasan a unas alternancias de grauvas y lutitas en secuencias granodecrecientes con intercalaciones de riódacitas y espilitas y hacia su parte más alta, esporádicos niveles centimétricos de silexitas carbonosas (ftanitas).

La base de este Grupo sólo habría sido vista en la zona de Ossa-Morena, estando separado de - su sustrato por una discordancia mayor y generalizada, sobre un zócalo previamente tectonizado y metamorfizado. Estos materiales los equipara a los esquistos de Alcudia, BOUYX (1.970), y al Alcudiense inferior, TAMAIN (1.970), HERRANZ et al. (1.977).

La parte más alta de este Grupo, que presentaría una dudosa relación de yacencia con su parte inferior, comenzaría por niveles de microconglomerados, alternando con areniscas, grauvas y lutitas, los cuales pasarían a un tramo predominantemente lutítico en cuyo techo aparecen niveles dolomíticos lenticulares, los cuales a su vez pasarían a areniscas con cantos, conglomerados, con intercalaciones de vulcanitas básicas y por fin a una ritmita arenoso-arcillosa.

Esta unidad la equipara al Alcudiense superior, TAMAIN (1.970), HERRANZ et al. (1.977), su contenido orgánico se limitaría a estructuras de algas en los tramos carbonatados y escasos icnofósiles, dudando de la atribución a esta unidad de las *Lingulellas* citadas en Portugal.

Para el "Grupo Superior", propone el nombre de "Pusiense", puesto que fue en el río Pusa donde primero se identificó su parte alta. Este Grupo estaría discordante sobre el anterior, no descartando que más al norte se apoye sobre materiales más antiguos.

Se iniciaría con un tramo basal de megabrechas y conglomerados calcáreo dolomíticos, que pasarían a lutitas con intercalaciones arenosas y abundante materia orgánica, en estos niveles aparece abundante icno y macrofauna, de edad Véndico-Cámbrica.

Por encima vuelven a aparecer alternancias de grauvas, areniscas y lutitas, pasando a sedimentos lutíticos ricos en materia orgánica y con "slumps" de gran tamaño. Finalmente, se intercalan areniscas que se van haciendo más abundantes, las cuales contienen icnofauna cámbrica.

Ambos grupos, pese a que reconocen diferencias entre ambos, los engloba en un Supergrupo que hace corresponder conceptualmente a la definición del "Hispaniense", TEIXERIA (1.979). La discordancia que separaría ambos grupos la atribuye a la actividad orogénica cadomiense, que implicaría una etapa - de diastrofismo, emersión y erosión previa al depósito de la cobertera.

2.4. Otros antecedentes regionales

En este apartado presentaremos un escueto resumen sobre trabajos de áreas más alejadas y con relaciones menos claras con la zona de estudio, aunque con problemática similar, fundamentalmente, del valle de Alcudia y Abenojar al sur, y del oeste de la provincia de Cáceres y de Salamanca.

SCHMIDT THOME (1.945), en la región entre Salamanca y Cáceres atribuye los niveles basales de los materiales sedimentarios al Cambriano, aunque precisa que "está por aclarar si en la arquitectura del Paleozoico participan también rocas algónquicas además del Cambriano y del Siluriano, y también si no se presentara con frecuencia el Algonquiense en lugar de Cambriano".

Cita en el cámbrico dos horizontes calcáreos, uno inferior incluido en una potente serie pizarrosa y otro superior cerca de la base del Siluriano (posteriormente denominado "calizas de Tamames"). La presencia de estas dos series calcáreas no encajaría con la división de LOTZE, las diferencias las explica o bien porque el Cámbrico de Salamanca tendría una constitución distinta a la del Cámbrico de las cadenas Celtibéricas, o bien se trataría en realidad de rocas de edad más antigua, por lo que el - Siluriano transgriría sobre Precámbrico.

MACHENS (1.954), en Abenojar, atribuye al Cámbrico toda la serie preordovícica azoica, que - con una potencia de 2.000 m. está compuesta por calizas y esquistos arcillosos. Esta serie es considerada por LOTZE (1.961), como normal del centro de España, con la salvedad del gran espesor de la serie pelítica suprayacente a las calizas, lo que atribuyó a una repetición tectónica de los mismos horizontes, o a una facies especial, de carácter tectónico, de las arcillitas.

REDLIN (1.955), en el valle de Alcudia, distingue dos secuencias discordantes entre sí, la inferior, de varios miles de metros de espesor, sin fósiles, formada por rocas arcillosas, areniscas y - grauvas, la sitúa en el infracámbrico, siendo correlacionada posteriormente por LOTZE (1.956) con - las capas de Valcasa.

La serie superior, de edad probablemente cámbrica, está compuesta por areniscas y esquistos - con numerosos bancos de conglomerados y en ciertos lugares de calizas. Su techo acaba por una leve discordancia (Sárdica).

SOS BAYNAT (1.958), cita en el puerto de las Camellas, al norte de la provincia de Cáceres, - unas pizarras "antiguas", de posible edad Algónquica, discordantes bajo Siluriano.

BOUYX (1.962), distingue los "esquistos de Alcudia", de edad precámbrica, de los materiales - suprayacentes, discordantes, que atribuye al Cámbrico sin pruebas paleontológicas y que denomina "serie de Hinojosa".

BOUYX (1.970), describe los esquistos de Alcudia, como una facies flysch esquistosa-grauváquica, con intercalaciones de ftanitas y una potencia de 6 a 7.000 m. Esta serie la correlaciona con los "esquistos de San Lorenzo" RICHTER (1.967), siendo su edad Precámbrico superior.

Sobre ella y de forma discordante se encontraría una serie de 2.000 m. de potencia mínima, -- compuesta por grauvacas de tendencia microconglomerática, alternancias de esquistos, grauvacas y grauvacas bandeadas y conglomerados, con algunos niveles tufáceos o de areniscas groseras. A esta serie le asigna también una edad precámbrica superior, pudiendo incluir la transición al Cámbrico, por lo que -- la discordancia en su base sería intraprecámbrica.

Por encima y también discordante, se encontraría la serie de Hinojosas formada por niveles -- carbonatados con intercalaciones esquistoso-arenosas, y probablemente los "conglomerados de Villalonso", su edad sería cámbrica, aunque con dudas debido a la ausencia de fauna y a las malas condiciones de -- observación del contacto con los niveles infrayacentes.

Sobre todas estas series aparecen los primeros niveles claramente paleozoicos, de forma dis-- cordante. Estos niveles están formados por una serie detrítica basal, y por una serie esquistoso-areno-- sa, que denominó "niveles rojos" y que dan paso a las cuarcitas del Arenig. Estas series tendrían una edad Tremadoc probable.

OVTRACHT y TAMAIN (1.970 a y b), proponen la denominación de "Alcudiense", para los materiales del valle de Alcudia. Este Alcudiense, estaría formado por una serie inferior esquistoso y grauváquica y una serie superior en parte conglomerática. Los materiales del Alcudiense se depositarían sobre un -- zócalo precámbrico invisible, pero necesariamente presente.

CRESPO y TAMAIN (1.971), indican la existencia de niveles carbonatados interestratificados en el Alcudiense, correlacionando las calizas de Cabezarrubias-Hinojosas-Río Tirteafuera, con las de Abenojar, a las que atribuyen una edad cámbrica inferior, siguiendo a MACHENS (1.954), y por lo tanto esa misma edad a parte de Alcudiense, aunque en el caso de no existir identidad con las de Abenojar, bien podrían considerarse las otras como Precámbrico superior o infracámbrico. Finalmente presentan al Alcu-- diense como afectado por una orogenia compleja y polifásica.

CRESPO y REY (1.971), dividen el Alcudiense en dos sucesiones, una inferior, compuesta por una monótona sucesión de esquistos y grauvacas con espilitas asociadas, la superior estaría formada también por esquistos y grauvacas, pero con intercalaciones de calizas detríticas, microconglomerados y conglo-- merados. Ambas sucesiones, o bien estarían discordantes entre sí, lo que hablaría de una superficie de erosión con peneplanización del conjunto inferior, o bien entre ambos existe una milonita que podría -- tratarse de una fase de fallas inversas correspondientes a una tectónica anterior a la orogenia Hercí-- nica.

CRESPO et al. (1.971), CRESPO (1.972), reconocen una discordancia angular (¿asíntica?), entre Alcudiense inferior, de edad precámbrica alta y el Alcudiense superior, considerado como Cámbrico infe-- rior.

TAMAIN y OVTRACHT (1.971, 1.973), TAMAIN (1.975), incluyen la "serie de Hinojosas" como inter-- estratificada en el Alcudiense superior conglomerático el cual lo comparan con el Brioveriense superior de Bretaña, asignándole una edad Precámbrico superior. No encuentran ninguna discordancia ni angular -- ni cartográfica en el seno del Alcudiense, siendo las anomalías, siempre, de orden tectónico.

Este "ciclo Alcudiense", finaliza por una orogénesis muy importante (Cadomiense), en el curso de la cual es vigorosamente plegado y afectado por intensos movimientos tangenciales. La orogénesis co-- rrespondería al rejuvenecimiento de un zócalo antiguo, desconocido en esta región, a esta seguiría una fase de reposo continental. En una fase ulterior, el Alcudiense, habría sido verticalizado debido a -- algún hundimiento del zócalo subyacente.

PARGA y VEGAS (1.972 b, 1.975), FONTBOTE y JULIVERT (1.974) y BARD et al. (1.974), realizan -- recompilaciones de trabajos anteriores, con síntesis sobre el Precámbrico de la Meseta Ibérica.

En Salamanca, GARCIA DE FIGUEROLA (1.970), indica la presencia de pliegues de dirección NE-SW

en el "complejo esquisto-grauváquico", que estaría formado por pizarras y grauvas con intercalaciones de conglomerados, areniscas y calizas. La dirección de plegamiento contrasta con la del Ordovícico, situado estructuralmente encima. No indican la edad de esos movimientos, considerados sólo antehercínicos.

MORENO (1.977 a y b), considera el contacto entre Alcudiense inferior y superior, que hasta la fecha se suponía discordante o bien como contactos tectónicos, como planos de despegue entre tramos de capas colapsadas ("slump sheets") y capas colindantes inalteradas. Aunque si admite la discordancia en el anticlinal del río Esteras, sin embargo opina, que es local y por lo tanto que no es necesario invocar la existencia de etapas de deformación.

Correlaciona la serie superior de BOUYX (1.970), con las series de tránsito del anticlinal de Valdelacasa y las calizas de Hinojosas, con las de Abenojar, con las de Valdecañas. A todos estos materiales les atribuye una edad Precámbrico terminal.

HERRANZ et al. (1.977), VILAS et al. (1.981), sitúan tanto el valle de Alcudia y Abenojar en su dominio de Alcudia-Alta Extremadura, el cual lo caracterizan por un Precámbrico anquimetamórfico, - en facies esquistoso-grauváquica, discordante bajo Ordovícico datado.

Separan los dos tramos, Alcudiense superior e inferior, cuyo tránsito sería gradual. Correlacionan las calizas de Hinojosas y Abenojar, con las de Villarta, en el anticlinal de Navalpino.

VEGAS et al. (1.977), relacionan los materiales del valle de Alcudia con los del anticlinal de Valdelacasa, Salamanca y Tras os Montes, correlacionando la "Formación Alcudia" (Alcudiense inferior), VEGAS (1.974) con el "complejo esquistoso-grauváquico", por un lado, y por otro la "serie superior conglomerática" (Alcudiense superior), con las mixtitas y olistostromas del anticlinal de Valdelacasa.

RODRIGUEZ ALONSO (1.982), distingue dos conjuntos en el "complejo esquisto-grauváquico", al sur de Salamanca.

El conjunto inferior lo divide en dos tramos, uno inferior arenoso y lutítico y otro superior, también arenoso y lutítico, pero con intercalaciones de conglomerados que pueden presentar aspecto caótico.

Dentro del conjunto superior, que se apoya sobre el anterior mediante contacto gradual o erosivo, diferencia tres tramos. El inferior, compuesto por lutitas negras con pequeñas intercalaciones arenosas, asociado al cual aparece o bien un conjunto carbonatado-detrítico, discontinuo, o bien areniscas y paraconglomerado con clastos fosfatados. El tramo intermedio está formado por lutitas y areniscas con intercalaciones de conglomerados y algunos carbonatos. Finalmente, el tramo superior son, exclusivamente, lutitas negras.

Sedimentológicamente, asocia las facies presentes a depósitos de abanicos submarinos profundos, correspondiendo parte de ellas a sedimentación turbidítica y parte a sedimentación autóctona de la cuenca.

Estos materiales, además de las diferentes fases de la orogenia Hercínica están afectados por una fase de deformación, que no afecta al Ordovícico, con dirección NW-SE a E-W, que no presenta esquistosidad. Esta, la equipara, probablemente, a la fase Sárdica cuya edad posible sería Cámbrico superior.

DIEZ BALDA (1.982), en el "complejo esquisto-grauváquico" al sur de Salamanca, diferencia dos formaciones: la Formación Monterrubio, compuesta por una serie pizarrosa con intercalaciones de tramos conglomerático-cuarcíticos, que se interpretan como depositados por corrientes densas en un abanico submarino.

Por encima, la Formación Aldeatejada, concordante sobre la anterior, compuesta por una serie

fundamentalmente pizarrosa con intercalaciones de areniscas, niveles carbonatados brechoides, cuyo origen sería sedimentación por corrientes densas en un abanico submarino profundo, con un paso gradual a condiciones de plataforma.

Concordante sobre la anterior se deposita la Formación Areniscas de Tamames, caracterizada - por la alternancia de areniscas y pizarras con estructuras de aguas someras y abundantes trazas fósiles, en su techo junto a intercalaciones carbonatadas aparecen los primeros trilobites del Cámbrico inferior bajo.

La secuencia continuaría con la Formación Calizas de Tamames, de edad Cámbrico inferior medio y una serie pizarrosa de probable edad cámbrica que denominan pizarras del Endrinal.

Sobre estos materiales reposaría discordantemente el Ordovícico inferior. Esta discordancia - se debería a los movimientos sárdicos, que produjo pliegues no acompañados de esquistosidad.

MARTIN IZARD y ARIBAS MORENO (1.984), dentro, también, del complejo esquisto-grauváquico, al NW. de Ciudad Rodrigo (Salamanca), diferencian cinco tramos, que de muro a techo son:

Tramo ampelítico, alternancia de términos arenoso-pelíticos, con abundantes laminaciones paralelas y oblicuas, estructuras de carga y ripples.

Tramo carbonatado-detrítico, con ocasionales niveles cuarcíticos, presenta abundantes deformaciones sinsedimentarias, deslizamientos, pliegues fluidales, etc., aunque localmente hay tramos sin deformación.

Alternancia de términos pelíticos, con intercalaciones cuarcíticas. A techo, presenta local-- mente secuencias turbidíticas.

Alternancia de conglomerados, microconglomerados, cuarcitas y pelitas. Los términos más gruesos presentan bases canalizadas con cantos blandos y estructuras de carga. El carácter conglomerático disminuye hacia a techo, terminando el tramo con ritmos arenoso-pelíticos, con ripples de oscilación - y de corriente.

Por último, un tramo fundamentalmente ampelítico, con una zona intermedia formada por alternancia de ritmos arenoso-pelíticos.

El medio de sedimentación correspondería a una plataforma abierta, en la que se podrían dar - condiciones reductoras muy fuertes. Los términos arenosos tendrían como origen fenómenos turbidíticos, que pudieran estar originados por tormentas. Los deslizamientos del tramo carbonatado-detrítico, procederían de áreas más próximas a la costa y fueron transportados hasta el borde de la plataforma aprovechando zonas hundidas o acanaladas.

MARTIN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1.984), agrupan dentro del complejo esquisto-grauváquico del W. de Cáceres, una potente serie detrítica, constituida por grauvacas, pizarras, conglomerados y cuarzovacas.

Sobre este "complejo", de forma discordante, aparece una serie formada por pizarras y cuarcitas que no se ha podido datar, aunque la atribuyen al Ordovícico, esta serie es a su vez cortada, también de forma discordante, por los conglomerados situados en la base de la cuarcita armoricana.

Destacan la existencia de una fase de plegamiento anterior a la orogenia Hercínica, que atribuyen por correlación con otras áreas a la fase Sárdica, esta fase no habría producido esquistosidad.

2.5. Antecedentes locales

Entre los primeros trabajos que se refieren al área de estudio, se pueden citar los de LE PLAY (1.834), que establece la existencia de los dos pisos de los terrenos de transición en Extremadura. EZQUERRA DEL BAYO (1.850, 1851, 1854 y 1.856), clasifica la región de los Montes de Toledo y Extremadu

ra como Silúrica, admitiendo en ella la presencia de Cámbrico, un poco de Devónico y algo más de Carbónífero. EGOZQUE y MALLADA (1.876), en la memoria de Extremadura, para la comisión del Mapa Geológico de España, atribuyen a los esquistos una edad Cambriana, los bancos de cuarcita al Siluriano y las calizas al Devoniano, por comparación con los niveles calcareos, devónicos, de Cáceres. Más tarde, MALLADA --- (1.896), en la explicación del Mapa Geológico de España, considera la Sierra de Guadalupe constituida por una ancha faja siluriana, con estrechas bandas de rocas cámbricas aflorantes en Robledollano y Castañar de Ibor.

Ya en este siglo, HERNANDEZ SAMPELAYO (1.935) modifica el esquema de MALLADA para las Villuercas, asignando al Silúrico los materiales considerados por éste cámbricos. Y MELENDEZ (1.943), incluye, de nuevo en el Cámbrico medio y superior los estratos de pizarras y grauvacas de la provincia de Cáceres.

LOTZE (1.945 b), divide en zonas el Macizo y caracteriza lo que define como "zona lusooriental-alcudiana", en la que estaría incluida el área estudiada, por un desarrollo casi completo del "Paleozoico viejo y medio", que alcanza desde el Cámbrico inferior hasta el Devónico superior bajo. Cuestiona la existencia de los movimientos neocalédónicos, siendo preestefaniense la edad del plegamiento Varisco.

SOS BAYNAT (1.956), considera los niveles cuarcíticos de las Villuercas como Silúricos y divide los materiales inferiores a ellas en concordantes o discordantes. Dentro de estos últimos, sólo anota un caso notable, el de las pizarras y areniscas del Pico Agudo (SW. de Guadalupe), en contacto anormal con las pizarras que consideraba de edad silúrica y posteriores a las cuarcitas.

El caso de materiales concordantes es poco frecuente y en la zona de las Villuercas siempre muy dudoso, debido sobre todo a la posición tectónica, que consideraba invertida, de las cuarcitas.

También dentro de los materiales silúricos incluye las calizas de Mirabel, asignándolas una edad Llandeilo. En cuanto al Devónico, cita los datos de EGOZQUE y MALLADA (1.876), quienes incluían todas las calizas de la región en este sistema, aunque advirtiendo que las calizas de Mirabel, son para él silúricas.

LOTZE (1.961), establece la estratigrafía del área comprendida entre Puente del Arzobispo y Guadalupe. Sitúa en la base de la sucesión las capas de Valcasa, de edad precámbrica. Sobre ellas se depositaron las capas de transición que contienen niveles de gravas a los que atribuye un origen fluvio-glaciario y en las que sitúa el límite Precámbrico-Cámbrico, al ser indicadores de clima frío y considerarse, en ese momento, que en ese límite se habían producido fenómenos glaciales a escala terrestre.

Por encima, aparece una serie pizarrosa, a la que sigue la serie dolomítico-calcárea, con estructuras de algas, en la cual incluye todos los materiales carbonatados de la región, su edad sería cámbrica por la presencia en Castañar de Ibor de "restos de trilobites dudosos" en el techo de la serie.

Los niveles que afloran entre Almaraz y el puerto de Miravete los asimila también al Cámbrico, tanto por su estratigrafía, similar a la anterior, como por su "aspecto cámbrico" y por su situación bajo los niveles basales del Ordovícico.

Tectónicamente, sitúa de forma concordante los materiales que asigna al Cámbrico, sobre los que atribuye al Precámbrico, mientras que desdobra los plegamientos sárdicos en dos fases, una más antigua y visible sólo localmente (fase Toledánica), y otra más reciente y general (fase Ibérica).

PARGA (1.970), presenta la "serie tipo", válida con ciertas variaciones locales, para todo su "dominio eugeosinclinal", en el que está incluido el área estudiada.

La serie comienza con un supuesto zócalo formado por ortogneises, la serie negra y migmatitas básicas y ultrabásicas. Sobre éste, se deposita un Brioveriense superior constituido por una serie

flyschoides de esquistos y grauvacas, equivalente a la serie de Valcasa de LOTZE (1.956).

Por encima, concordante, y a través de una serie de transición aparece el Cámbrico inferior - que comienza con esquistos y areniscas, que pasan a pizarras y más arriba a la serie carbonatada. Más altos en la serie aún, existirían niveles de edad Cámbrico medio y superior.

La discordancia Ibérica, eliminaría el Cámbrico superior o la totalidad del Cámbrico, mientras que la Toledánica haría reposar el Cámbrico superior sobre cualquiera de los niveles más bajos.

GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971), establecen por vez primera las grandes estructuras del este de la provincia de Cáceres, estas unidades serían de NE. a SW.: anticlinal de Valdelacasa; sinclinal de Guadarranque-Gualija; anticlinal de Ibor; sinclinal de Río Viejas; anticlinal de Navezuelas-Robledolla no y sinclinal de Santa Lucía, tomando como nivel de referencia los potentes bancos de cuarcita armoricana.

Citan los horizontes calcáreos de La Calera y Mirabel, en el anticlinal de Ibor, asignándolos al Cámbrico siguiendo las ideas de LOTZE, y explican su discontinuidad lateral, bien por motivos sedimentarios, o bien debidos a la presencia de períodos erosivos sárdicos, por la presencia de microconglomerados originados por ellos encima de las calizas en el Km. 203 de la carretera Madrid-Badajoz.

La sucesión para los materiales atribuidos al Cámbrico en esta carretera, se inicia con pizarras y cuarcitas, para pasar sucesivamente a pizarras arcillosas; calizas; microconglomerados; pizarras verdosas; pizarras, areniscas y cuarcitas, y acabando finalmente en las cuarcitas arenigienas.

Los materiales precámbricos sólo aflorarían más al sur, en la región de Guadalupe, debido a - que la geometría del anticlinal permite una mayor distancia entre sus flancos. Este precámbrico sería equivalente a la serie de Valdelacasa y sería correlacionable en cuanto a litología y posición estratigráfica con los esquistos de Alcudía, BOUYX (1.970), y con la "serie negra", VEGAS (1.968).

Observan dos discordancias sárdicas, la segunda de las cuales es fundamentalmente erosiva y - no encuentran discordancia angular clara entre Precámbrico y las capas conglomeráticas de transición, aunque suponen que éstas debieron formarse por influjo de la fase Asintica.

VEGAS (1.971), para el área comprendida entre la sierra de Hornachos, al sur, y las sierras - de Miravete y Deleitosa, al norte, cita una serie que comienza con potentes niveles de pizarras y grauvacas que son atribuidos al Precámbrico dada su identidad en cuanto a potencia y litología con la serie negra de Sierra Morena.

Sobre este precámbrico aparece una serie conglomerática de transición, que da paso al Cámbrico, dentro del cual incluye las pizarras arenosas y areniscas que afloran bajo la cuarcita armoricana, y - que a veces pueden faltar, apoyándose los niveles cuarcíticos sobre el Precámbrico.

En el aspecto tectónico señala la existencia de una fase de plegamiento de edad problemática, puesto que sus efectos sólo se manifiestan en la porción precámbrica de la serie anteordovícica.

CAPOTE et al. (1.971), presentan una serie estratigráfica similar a la presentada por los autores anteriores, con un precámbrico pizarroso y grauváquico equiparable a la serie de Valdelacasa, una serie conglomerática de transición al Cámbrico, un Cámbrico inferior con pizarras, cuarcitas y calizas, y un Cámbrico superior con conglomerados a la base y con pizarras arenosas y cuarcitas.

Reconocen dos fases tectónicas con pizarrosidad, claramente postsilúricas, así como la existencia de movimientos preordovícicos debido al predominio de pliegues con ejes subverticales, lo que - indicaría la existencia de capas inclinadas anteriores a la primera fase hercínica. Así como por la - existencia de niveles conglomeráticos en el tránsito Precámbrico-Cámbrico, en los niveles basales del Cámbrico superior y por conglomerado basal de la cuarcita armoricana, claramente discordante sobre los materiales infrayacentes.

FONTBOTE y JULIVERT (1.974), hacen la relación de los afloramientos calcáreos de la región, entre los que citan los del puerto de Miravete, Castañar de Ibor y Guadalupe, asignándoles una edad — cámbrica, mientras que los materiales grauváquicos infrayacentes podrían ser precámbricos.

VEGAS (1.974), mantiene su esquema anterior, precisando la sucesión cronoestratigráfica para la serie de Valdelacasa, que de muro a techo estaría formada por: pizarras con niveles subordinados de rocas silíceas; alternancia de pizarras y grauvacas; y por último, grauvacas groseras listadas, que -- hacia techo pasan a niveles conglomeráticos (conglomerados de Villar del Pedroso), incluidos en la serie de transición al Cámbrico.

TEJERO (1.976), agrupa los materiales que afloran entre Aldeacentenera y Robledollano, en dos grandes conjuntos, uno preordovícico con materiales de edad precámbrica y cámbrica, y otro conjunto ordovícico. La secuencia estratigráfica que presenta para el conjunto preordovícico es, de muro a techo: "Formación Aldeacentenera", formada por alternancia de grauvacas y pizarras, con una edad posible precámbrica superior. "Formación Retamosa-Cabañas del Castillo", constituida por conglomerados, grauvacas y pizarras, representando el tránsito Precámbrico-Cámbrico.

En los materiales que atribuye al Cámbrico inferior, distingue tres unidades, "Unidad Cc", — calizas y calcoesquistos; "Unidad Cp", pizarras pelíticas con laminaciones; y "Unidad Ca", areniscas y pizarras.

Por encima, de forma transgresiva sobre los materiales anteriores, aparecerían conglomerados, cuarcitas y areniscas, con cambios laterales de facies a areniscas y cuarcitas con tonos rojizos, cuya edad sería Cámbrico superior-Ordovícico inferior.

No encuentra diferencia estructural entre el Precámbrico y el Cámbrico, pues ambos se deforman igual. Pone de manifiesto la presencia de movimientos sárdicos, debido a la mayor densidad de lineaciones cercanas a la vertical en los niveles preordovícicos, que no observa en los ordovícicos.

La orogenia Hercínica presenta la superposición de tres fases, siendo la primera la más importante y la que presenta esquistosidad penetrativa, desarrolla pliegues cilíndricos, correspondientes a las grandes estructuras cartografiables, con vergencia al SW. y esfuerzos NE-SW. Posteriormente, existe una fase de fracturación tardihercínica, con fallas de desgarre de direcciones predominantes E-W a N 60°W, destacando estas últimas subparalelas a las estructuras de primera fase; y una fase de suave — compresión que origina kink-bands.

MORENO (1.977 a y b), cita todos los materiales carbonatados que afloran en los anticlinales de Ibor y de Navezuelas-Robledollano, indicando que el nivel que se puede continuar desde Valdecañas — hasta La Calera, pasa hacia el SE. a niveles de "mud flow".

La serie general y las correlaciones de los niveles anteordovícicos entre el anticlinal de — Valdelacasa y el área estudiada, está en función de dos niveles que considera isocronas, éstas vendrían marcadas por la supuesta existencia de dos episodios turbidíticos paraconglomerados. La primera isocrona corresponde a los niveles de paraconglomerados con calizas del anticlinal de Valdelacasa, olistostroma del Membrillar y nivel de Fuentes, junto con los porfiroides de Aldeanueva de San Bartolomé, estos niveles los correlaciona con los materiales carbonatados del anticlinal de Ibor, a los que se encuentran asociados los "conglomerados del Cerro del Cesto", GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971), que supone — paraconglomerados. A esta isocrona 1 le asigna una edad Precámbrico terminal, una de las primeras — asignaciones, junto a la de HERRANZ et al. (1.977), de las calizas del anticlinal de Ibor a esa edad. Finalmente, correlaciona esta isocrona con el "Ollo de sapo".

La isocrona 2, se situaría en Valdelacasa en las pizarras del Pusa, correlacionables con — los olistostromas sin calizas del mismo anticlinal, y los conglomerados que afloran por encima de las calizas en La Calera (Ibor). Su edad sería también precámbrica, situándose el Cámbrico concordantemente encima, en el anticlinal de Valdelacasa.

Señala la ausencia del Cámbrico en el anticlinal de Ibor, debido a la erosión ligada a la fase Sárdica. La cuenca de sedimentación estaría articulada en bloques levantados, donde se depositarían series someras, incluyendo las calizas que las relaciona con episodios lateríticos; y bloques hundidos, donde se depositarían potentes series de esquistos y grauvacas con tendencias turbidíticas.

HERRANZ et al. (1.977), incluyen el área estudiada en el "dominio de Alcudia-Alta Extremadura", la división la realizan en función de las características del Precámbrico y sus relaciones con el Cámbrico. Este dominio lo caracterizan por la existencia de un Precámbrico anquimetamórfico en facies esquistosograuváquica, discordante bajo Ordovícico datado.

El Cámbrico en este dominio no aparecería por "no deposición", siendo una zona con débil erosión más transporte. En los otros dominios, siempre que aparece el Cámbrico, éste se situaría, en todos los casos, discordante sobre los niveles infrayacentes, opinión opuesta a la sostenida por MORENO ---- (1.977 a y b).

En la serie que presentan para los Montes de Toledo correlacionan la unidad "calizas de Vi--llarta", con los materiales carbonatados del Ibor y de Robledollano, cuya edad sería precámbrica superior al situarse las calizas de Villarta discordantes bajo la serie que contiene, a techo, niveles del Cámbrico inferior.

VILAS et al. (1.979), realizan en la zona de La Calera el primer estudio específicamente sedimentológico de materiales precámbricos en la mitad meridional de la zona Centroibérica.

Describen dos unidades, la unidad inferior que denominan "Unidad A", formada por alternancia de pizarras y grauvacas, que correlacionan o bien con el tramo basal del Alcudiense superior, "pizarras del Guadiana", HERRANZ et al. (1.977), o bien con el techo del Alcudiense inferior .

La "Unidad B", suprayacente y concordante con la anterior, la dividen en dos conjuntos de facies, carbonatadas y terrígenas, siendo las primeras predominantes en la parte inferior de la serie.

Sedimentológicamente los materiales de la Unidad A, los atribuyen a sedimentación de plata--forma tranquila, "con corrientes ocasionales y aporte detrítico fino relativamente constante".

Dentro de la Unidad B, las facies carbonatadas las interpretan como ligadas al crecimiento -de mallas de algas planas y estromatolitos en un medio inter y supramareal. Las facies terrígenas las suponen originadas en un régimen de llanuras intermareales extensas, atravesadas por un complejo de canales tidales, tanto principales como secundarios, sin poder descartar en algunos casos cierta influencia continental.

Esta Unidad la correlacionan con la parte alta del Alcudiense superior, calizas de Villarta y pizarras del Torilejo, HERRANZ et al. (1.977).

WALTER (1.982), junto con sus discípulos CUVELIER et al. (1.982) y HOFGES et al. (1.982), para el anticlinal de Ibor en la región de Navalvillar de Ibor presentan la siguiente sucesión de muro a techo:

"Serie del Ibor", dividida en dos miembros, uno inferior compuesto por alternancia de piza--rras oscuras y bancos de grauvacas, que acaba en un conglomerado cuarcítico. Otro superior está compues--to por pizarras puras y bandeadas con arenisca fina, con una intercalación lenticular de calizas, de -poca potencia. A esta Serie le atribuyen una edad Precámbrico superior, correlacionándola con las capas de Valcasa, LOTZE (1.956).

Por encima, la "Serie de Navalvillar" la subdividen en tres miembros: el inferior, comprende pizarras oscuras y bandeadas, alternando con areniscas arcóscas, en su base se sitúa un nivel de con--glomerados. El miembro medio, está formado por gruesos bancos de calizas y bancos masivos de dolomías recristalizadas, en alternancia con pizarras y pizarras bandeadas. Por último, el miembro superior, en

el que aparecen pizarras, pizarras arenosas y pizarras bandeadas, con intercalaciones de bancos de arenisca cuyo número crece hacia techo. Asignan a esta Serie una edad postprecámbrica, desde cámbrica inferior a cámbrica superior, debido al hallazgo de "restos fósiles esqueléticos aún no determinados", -- citados LOTZE (1.961). Así mismo indican la existencia de restos de plantas, descritas por HUFNAGEL -- (1.969), como probables antecesoras de las psilofitales devónicas, lo que apoya su datación.

A techo se encuentra lo que denominan "Serie coloreada", compuesta por una sucesión alter-- nante de pizarras finamente arenosas y pizarras bandeadas con intercalaciones de grauvacas, cuarcitas y localmente de conglomerados y alternancias calcáreas. Su edad sería Cámbrico superior a Tremadoc, -- por correlación litológica. Su base es transicional con la "Serie de Navalvillar superior", no existiendo la discordancia Toledánica, postulada por LOTZE (1.956, 1.961). Por el contrario a techo si existiría una discordancia ligera con la serie de la cuarcita armoricana.

GARCIA-HIDALGO (1.982), diferencia en la zona noroccidental del anticlinal de Ibor, entre el puerto de Miravete y Valdecañas, tres unidades.

La "unidad inferior", fundamentalmente terrígena, se divide en dos tramos, uno inferior con predominio grauváquico, cuyo origen se debería a progradación de llanuras intermareales, y un tramo superior más pizarroso con alguna intercalación carbonatada a techo, que tendría un origen sub a intertidal.

La "unidad intermedia", de carácter mixto terrígeno-carbonatado, que incluía niveles de algas y niveles canalizados tanto terrígenos como terrígeno-carbonatados, presentando estos últimos direcciones de paleocorrientes bimodales opuestas. La asociación entre los niveles de algas y los canales se -- interpretaba como depositados en medios de sub a intertidales.

Finalmente, la "unidad superior", también se dividía en dos tramos: el inferior con disminución del tamaño de grano hacia techo, donde aparecían intercalados niveles carbonatados de escasa extensión, sedimentológicamente se interpretó como intertidal en su base e inter a supratidal hacia techo; el tramo superior con neto dominio de materiales de granulometría gruesa, representa un aumento brusco de la energía con tránsito a facies intertidales.

Todos los materiales se consideraban precámbricos por correlación con niveles similares del anticlinal de Navalpino, HERRANZ et al. (1.977), los cuales se encuentran discordantes bajo la serie -- que contiene a techo materiales datados, por fauna, como Cámbrico inferior.

GARCIA-HIDALGO (1.983, 1.984), realiza una descripción sedimentológica detallada de la "unidad intermedia", GARCIA-HIDALGO (1.982), en los alrededores de Casas de Miravete, distinguiendo tres -- zonas paleogeográficamente distintas en función de sus facies y de las agrupaciones a que éstas dan lugar.

La "zona A" presenta niveles de algas formando cuerpos biostrómiclos submareales, sometidos -- muy frecuentemente a la acción de corrientes y/o tormentas que los retrabajarían y destruirían.

En la "zona B" abundarían los niveles de algas formando cuerpos tanto biostrómiclos como bio-- hémicos de origen submareal, sometidos sólo esporádicamente a corrientes y/o tormentas.

La "zona C" se caracterizaría por la presencia de numerosos canales mareales, con direccio-- nes de paleocorrientes bimodales opuestas. Los niveles de algas sólo existirían esporádicamente como -- relleno final de canales abandonados.

LIÑAN et al. (1.984), dividen los materiales de la región de Guadalupe en tres unidades, de muro a techo: "Guadalupe complex" formado por pizarras y areniscas con niveles de conglomerados; "Cal-- careous beds", compuesta por conglomerados, pizarras y sedimentos arenaceos, junto a biolititas criptalgales que aparecen interestratificadas en la serie; finalmente las "Detrital beds", que comprenden ar-- cosas y pizarras depositadas en aguas someras.

En este trabajo se cita por primera vez microflora en este área, lo que permite datar los ma terales. Así, en el "Guadalupe complex" sólo se encuentra *Bavlinella faveolata* indicaría una edad Vendiense inferior y medio. Dentro de las "calcareous beds" aparecen, en su parte inferior: Vendotaenidos, fósiles en forma de tubo, *Cochlichnus* sp. y *Bavlinella faveolata*, lo cual indicaría una edad Rifeense superior-Vendiense superior, mientras que en la parte alta de éstas la presencia de *Myrhystridium*, -- les sugiere una edad que abarcaría desde la parte más alta del Vendiense a la parte más baja del Cámbrico. Finalmente, las "detrital beds" presentan icnofauna del tipo *Phycodes pedum*, *Planolites* sp. y *Treptichnus* sp., asociación que consideran cámbrica.

Indican la concordancia aparente entre las capas calcáreas y las capas detríticas suprayacentes, aunque de acuerdo con criterios regionales que no exponen, piensan que un hiato debe existir entre ambas unidades. El límite Precámbrico-Cámbrico lo sitúan en la parte inferior de las capas calcáreas con criterios fitoplanctónicos, por la aparición o desaparición de ciertos taxones, considerando en este caso la desaparición de los Vendotaenidos, así como de *Bavlinella faveolata*, de esta forma correlacionan las capas calcáreas con las pizarras del Pusa, en el anticlinal de Valdelacasa y con la ba se de la "Formación Torreárboles", de la Sierra de Córdoba.

GIL SERRANO et al. (1.984), indican la existencia en el área estudiada y otras adyacentes de tres fases de deformación con pliegues asociados. Una de estas fases sería preordovícica, probablemente precámbrica, y las otras dos hercínicas.

La fase preordovícica presentaría una esquistosidad patente y estaría relacionada con una -- orogenia Cadomiense que afectaría a las rocas precámbricas. Por otro lado las dos fases hercínicas superpuestas crearían figuras de interferencia y una de ellas mostraría inversiones y flancos tumbados -- del orden de 10 Km.

GARCIA-HIDALGO (1.985), describe las facies y asociaciones de facies de la unidad carbonatada en los alrededores de Valdecañas, la cual es interpretada como depositada en la parte interna de la plataforma a subtidal. Esta unidad se situaría en la parte alta de una megasecuencia regresiva que com prendería todos los materiales que afloran en el anticlinal de Ibor.

PIEREN (1.985), aunque no trabaja directamente en el área estudiada, sí tiene una relación -- directa con ella pues presenta datos de la terminación suroriental del anticlinal de Ibor, así como de la región de Agudo-Valdemanco, al sur de Herrera del Duque.

Agrupar los materiales preordovícicos en tres secuencias reunidas en dos conjuntos. El conj unto inferior que correlaciona con los esquistos de Alcudia, estaría formado por una serie de esquistos y grauvacas, para la que supone una potencia de 6.000 m., así como por una serie de grauvacas, grauvacas microconglomeráticas que pasan a pelitas y finalmente a pizarras y calizas con laminaciones de algas, que corresponderían a depósitos de plataforma, con 190 m. de potencia. Este conjunto lo caracteri za tectónicamente por la presencia de ejes de pliegues subverticales, originados por la superposición de varias fases de plegamiento, una de las cuales afectaría exclusivamente a estos materiales y desa rrollaría esquistosidad.

El conjunto superior, al que atribuye una edad Véndica, presenta dos sucesiones distintas, una al NE., que comienza con unos niveles conglomeráticos que pasan a pelitas y posteriormente a grauvacas, su potencia son 750 m., los interpreta como depósitos de colmatación de un surco por materiales turbidíticos. Sobre éstos se dispone una serie con litoarcosas y pelitas y grauvacas de 100 m. de potencia, atribuidos a sedimentación de plataforma.

La otra sucesión al SW., comienza con paraconglomerados para pasar a conglomerados y areniscas con microconglomerados de 295 m. de potencia. Por encima aparecen cuarcitas, areniscas, litoarcosas con *Planolites* y dolomías y calcoesquistos, con 340 m. de potencia, que representan el tránsito de sedi mentos de plataforma a intermareales.

Este conjunto superior presenta un plegamiento de interferencia en domos y cubetas, con características distintas al que presenta el conjunto inferior, y a su vez aparece discordante sobre él. Por encima aparecerían también discordantes, discordancia Ibérica, las cuarcitas del Ordovícico inferior y el resto de la serie paleozoica.

IGME (1.985 a, b, c y d), dividen los materiales precámbricos que afloran en el anticlinal de Ibor, en dos conjuntos concordantes entre sí, uno inferior que denominan "pizarras y grauvacas" o "pizarras y areniscas grauváquicas", a este conjunto le calculan de 2 a 3.000 m. de potencia, localmente distinguen que su parte alta está compuesta predominantemente por pizarras, con una potencia de 200 m.

El conjunto superior, que denominan "facies bandeadas", está formado por secuencias centi a milimétricas con un término basal grauváquico y otro superior lutítico, presentan intercalaciones de conglomerados, areniscas, cuarcitas, dolomías, calizas y calcoesquistos. En la zona de Castañar de Ibor describen la existencia de hasta tres niveles de calizas, con potencias variables entre 0 y 20 m. La edad de este conjunto sería Vendienne superior.

Por encima sin discordancia aparente (porque no existe, o bien porque no se ha reconocido), afloran unos materiales formados por areniscas, cuarcitas y limolitas en los que citan icnofauna como *Phycodes pedum*, cf. *Neonereites* sp., *Phycodes* sp. y otras huellas no clasificables, que les permite -- atribuir esos niveles al Cámbrico inferior, pudiendo ser equivalentes a la Formación Azorejo, aunque -- en facies distintas.

Finalmente, discordantes sobre todos los materiales anteriores aparecen los niveles de edad ordovícica. En su base aflora una serie muy variada litológicamente, compuesta por conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras, que presentan Skolithos, Daedalus y algunas Crucianas, su potencia es variable y con frecuencia está ausente, su edad más probable sería Tremadoc. Por encima aparecerían ya -- los niveles de cuarcitas en facies armoricana, que da paso al resto de materiales paleozoicos.

3. DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS

En este capítulo se describen las diferentes columnas estratigráficas que se han levantado en el área de estudio. En su descripción, así como en su representación gráfica, se han resaltado las --- principales características de los materiales observados en el campo: litología, estratificación, morfología de los cuerpos sedimentarios, estructuras sedimentarias, contenido paleontológico y potencia - de los tramos, completado en ocasiones con los datos obtenidos a partir del estudio de láminas delgadas para determinar la litología y las microestructuras sedimentarias.

En total se han levantado y estudiado 45 columnas estratigráficas algunas de las cuales son pequeñas columnas de apoyo, para precisar las características de alguna unidad o de alguna parte de la - unidad (Arroyo de la Garganta I y II; Romangordo I y II, etc.), en otros casos ante la imposibilidad de levantar una única columna, que caracterizara una zona, se optó por levantar pequeñas columnas, cuya -- unión si puede caracterizarla (p. ej.: Hospital del Obispo I a VII).

El área estudiada se ha dividido en 3 sectores: sector SW (flanco SW, anticlinal Navezuelas--Robledollano), 12 columnas; sector central, 1 columna (Puente de Almaraz) y sector NE (anticlinal de Ibor), 32 columnas. Dichas columnas son (fig. 5):

Sector SW

- 1 Carretera Nacional IV
- 2 Arrocampo
- 3 Arroyo de la Garganta I
- 4 Arroyo de la Garganta II
- 5 Romangordo I
- 6 Romangordo II
- 7 Roturas
- 8 Río Almante
- 9 Arroyo del Colmenar
- 10 Pista Higuera-Campiilo
- 11 Navezuelas I
- 12 Navezuelas II

Sector central

- 13 Puente de Almaraz

Sector NE

- 14 Almaraz II
- 15 Almaraz I
- 16 Carretera Almaraz-Valdecañas
- 17 Valdecañas I
- 18 Valdecañas II
- 19 Valdecañas III
- 20 Fresnedoso de Ibor I
- 21 Fresnedoso de Ibor II
- 22 Carretera Castañar-Robledollano II
- 23 Carretera Castañar-Robledollano I
- 24 Castañar de Ibor I
- 25 Castañar de Ibor II
- 26 Castañar de Ibor III
- 27 Castañar de Ibor IV
- 28 Carretera Castañar-Navalvillar
- 29 Navalvillar de Ibor I
- 30 Navalvillar de Ibor II

Sector NE (cont.)

31 Navalvillar de Ibor III
32 Hospital del Obispo I
33 Hospital del Obispo II
34 Hospital del Obispo III
35 Hospital del Obispo IV
36 Hospital del Obispo V
37 Hospital del Obispo VI
38 Hospital del Obispo VII

Sector NE (cont.)

39 La Calera I
40 La Calera II
41 La Calera III
42 Arroyo de Jariguela
43 Estrecho de la Peña
44 Pista Militar
45 Río Guadalupejo

Las coordenadas de base y techo estan referidas al meridiano de Greenwich. Dado que en las Hojas del Instituto Geográfico y Catastral usadas las longitudes están referidas al meridiano de Madrid, hemos añadido a la longitud calculada, 3°41'10", diferencia de longitudes entre el meridiano de Madrid y el de Greenwich. Las hojas usadas para la situación así como para los toponimicos empleados en la descripción son:

- Hoja 653, Valdeverdeja, Instituto Geográfico y Catastral, edición 1952.
- Hojas 652, Jaraicejo; 680, Aldeacentenera y 681, Castañar de Ibor. Instituto Geográfico y - Catastral, edición 1963.
- Hojas 707, Logrosan, Servicio Geográfico del Ejército, edición 1984; 708, Minas de Santa -- Quiteria. Servicio Geográfico del Ejército, edición 1982.
- Hoja 681, Castañar de Ibor (escala 1:25.000). Cartografía Militar de España, plano director. Cuartos II (La Calera) y III (Cabañas del Castillo), edición 1959.

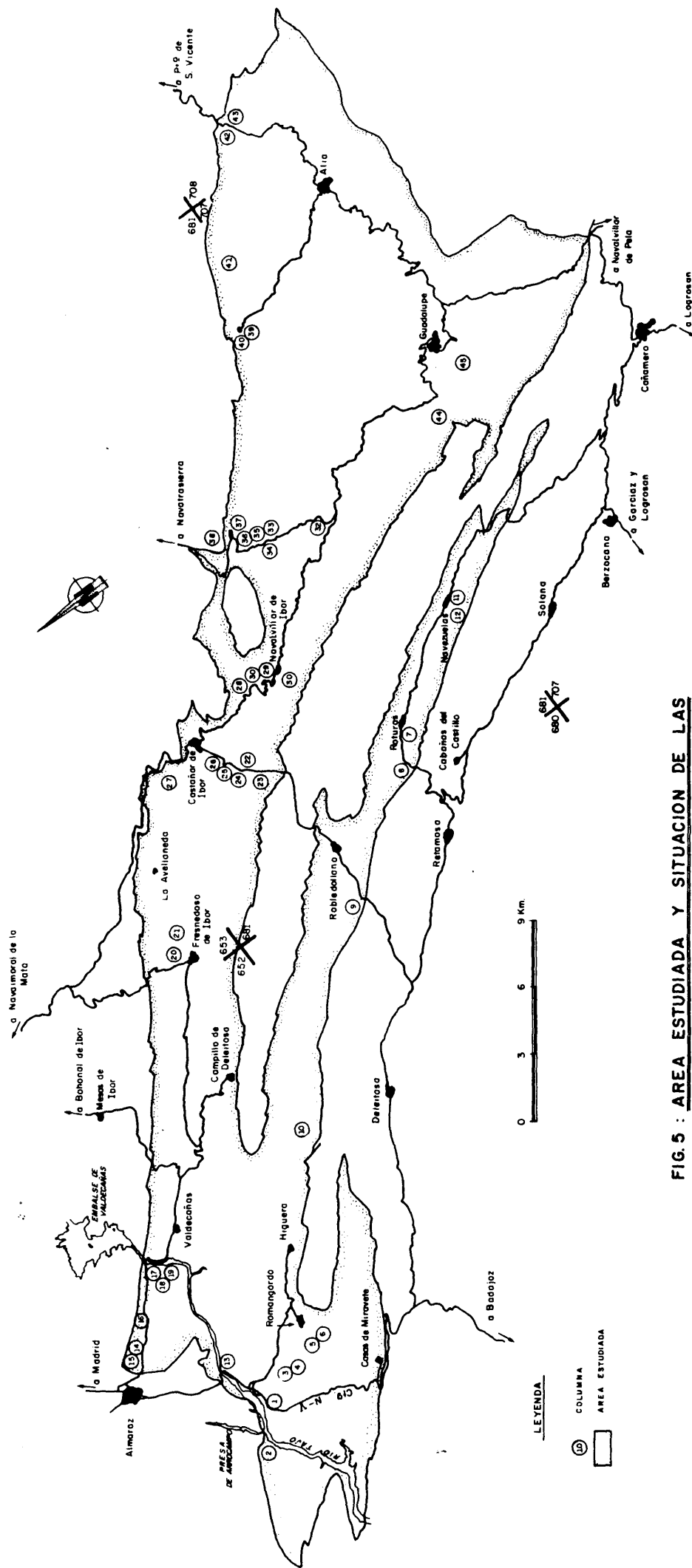


FIG.5 : AREA ESTUDIADA Y SITUACION DE LAS COLUMNAS

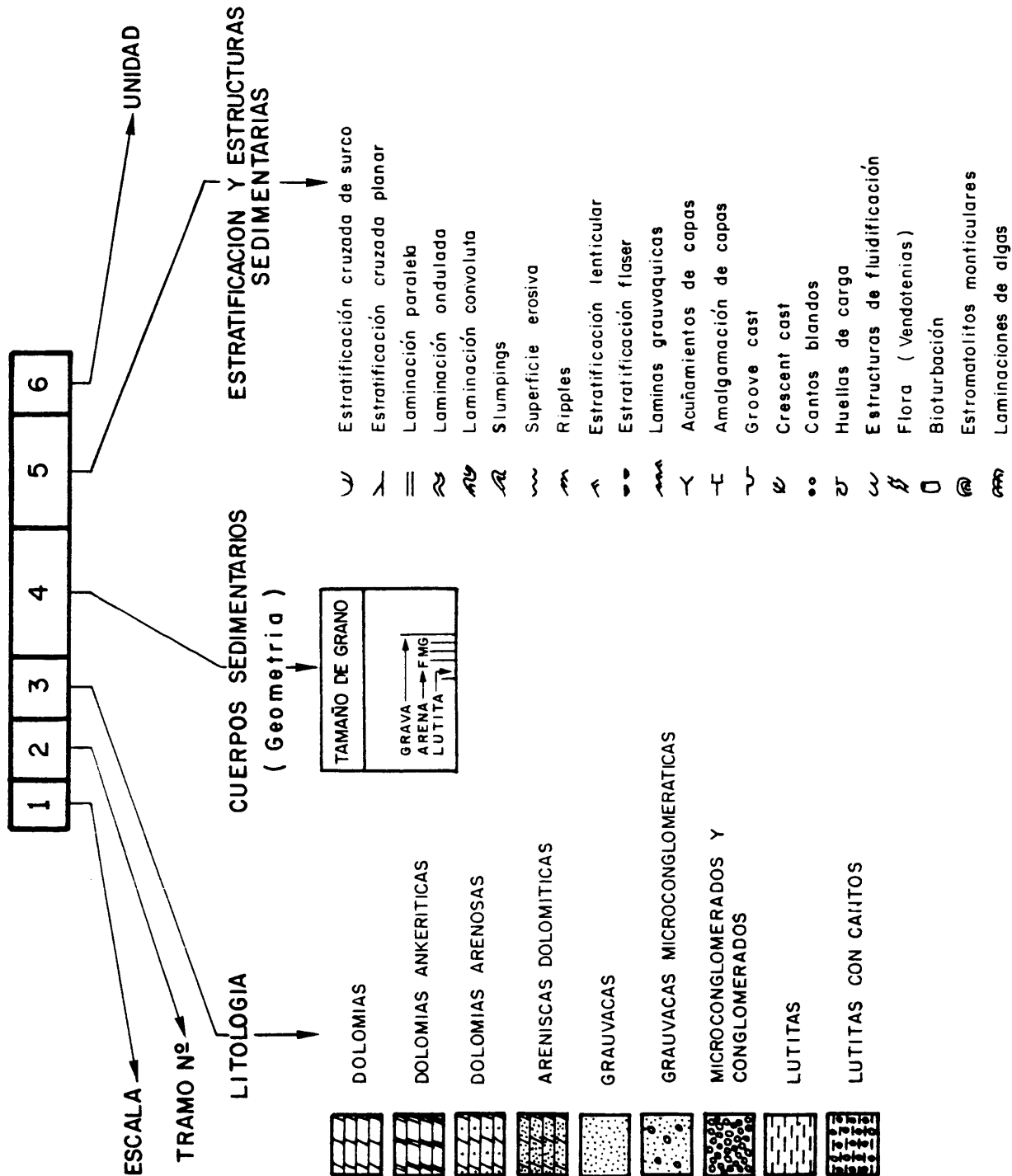


FIG. 6 : LEYENDA DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS

Columna Carretera Nacional V (fig. 5, nº 1; fig. 8)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°43'32"W 39°46'23" N
Techo: 5°43'35"W 39°46'15" N

Se ha realizado en las proximidades de la Carretera Nacional V, Ma -
drid-Badajoz, p.k. 203. Su base se situa al SE de la carretera, frente al Hos-
tal Moya, fig. 7A.

Base: Cubierta. Por debajo afloran lutitas masivas, lutitas grauwáquicas con la
minaciones paralelas y gaudas de grano fino a medio en niveles tabula-
res y lenticulares deci a centimétricos masivas o con laminaciones para-
lelas.

1. 24 m. Semicubierto, afloran dolomias grises micro a macrocristalinas, -
localmente ricas en cuarzo, en bancos de diversa potencia, hasta 1 m. -
Presenta laminación paralela, discontinua, localmente continuas e irre-
gular. En ocasiones presentan intercalaciones milimétricas de lutitas
rojizas que acentúan la laminación.
2. 8 m. Dolomias micro a macrocristalinas, localmente arenosas, pardas o
grises, en bancos decimétricos masivos o con laminación paralela pla-
nar, marcada por laminas lutíticas rojizas milimétricas. El material -
terfígeno puede agruparse en laminas.
3. 3.1 m. Dolomias grises a pardas en bancos decimétricos con laminación
paralela amplia y discontinua.
4. 2.4 m. Dolomias arenosas y areniscas dolomíticas, gris oscura con ten-
dencia estratocreciente. Presentan laminación paralela planar o cruza-
da de surco, marcada por alternancia de laminas areniscosas o dolomíti-
cas y laminas muy finas de lutitas rojizas. Los bancos mas gruesos o -
son masivos, o la laminación es muy discontinua.
5. 18.3 m. Dolomias micro a macrocristalinas, grises, localmente arenosas,
en bancos centi a decimétricos masivos o con laminaciones paralelas -
planares que pueden ser onduladas o discontinuas. La laminación viene
definida por la alternancia de laminas claras a amarillentas, local-
mente lenticulares, microcristalinas; con laminas oscuras, grises, mi-
cro a macrocristalinas que presentan abundante materia carbonosa que
se puede concentrar formando una microlaminación.
6. 1.85 m. Dolomias localmente arenosas, grises en bancos centimétricos, -
masivos, aunque en corte se aprecian delgadas laminas milimétricas lu-
títicas de tonos rojizos. Hacia techo aumenta la cantidad y potencia -
de estas.
7. 2.3 m. Lutitas predominantemente rojizas, pero también grises, amarillen-
tos, etc. masivas. Localmente presentan intercalaciones milimétricas
de lutitas grauwáquicas, masivas.
8. 1 m. Cubierto.
9. 6.8 m. Lutitas finas gris verdosas localmente rojizas y violáceas, ma-
sivas, con intercalaciones de lutitas grauwáquicas y grauvacas de gra-
no fino en bancos centimétricos masivos, con base y techo plano. Las
lutitas pueden presentar estratificación lenticular y ocasionalmente
grandes cubos de piritita con halos rojizos a su alrededor.
10. 2.1 m. Cubierto, a semicubierto, localmente afloran lutitas y lutitas
grauwáquicas gris oscuras.
11. 5.5 m. Grauvacas de grano fino a grueso, localmente microconglomerati-
cas en bancos decimétricos masivas, con esporádicas granoclasificacio-
nes positivas, con base erosiva y techo, cuando se ve, plano. Hacia te-
cho presenta intercalaciones lutíticas finas, que pueden presentarse
como estratificación flaser. Hacia techo disminuye el tamaño de gra-
no aumentando el número de intercalaciones finas.
12. 38.5 m. Alternancias de lutitas y lutitas grauwáquicas. Hacia techo -
existen abundantes tramos cubiertos.
13. 17.2 m. Alternancias de lutitas finas rojizas y blanquecinas, masivas
y lutitas grauwáquicas gris verdosa, con una intercalación de dolomias
arenosas con laminación cruzada planar y base y techo planos y otra de
grauvacas de grano fino a medio con granoclasificación positiva con ba-
se y techo planos, éste cubierto por una lámina de arcillas rojizas.
14. 15.85 m. Alternancias de dolomias micro a macrocristalinas, localmente
areniscosas con areniscas dolomíticas y lutitas rojizas y blancas con
cemento dolomítico, que se pueden presentar como laminas milimétricas.
Las dolomias presentan laminación paralela planar, a veces algo ondu-
la e irregular, las laminas están formadas por lenticulas macrocrista-
linas, a las que se adaptan laminas microcristalinas ricas en óxido de
hierro y opacas que marcan una laminación mas o menos irregular. Las
areniscas presentan estratificación lenticular y laminación paralela
por alternancia con niveles milimétricos lutíticos.
15. 13.5 m. Dolomias arenosas y areniscas dolomíticas en bancos decimétri-
cos, masivos o con laminación paralela planar, a veces ondulada, defi-
nida por la mayor o menor abundancia de cuarzo. Lateralmente presenta
una intercalación con base curva y techo plano de grauvacas de grano
fino, masivas, que alternan con lutitas y lutitas grauwáquicas verdes y
esporádicamente con dolomias cuarcíticas con laminación paralela planar.
16. 0.6 m. Grauvacas de grano fino, masivas o con laminación paralela pla-
nar, alternando con facies bandeadas compuestas por una alternancia de
laminas milimétricas lutíticas, oscuras, finas y laminas milimétricas
de lutitas grauwáquicas, claras. Lateralmente presentan una intercala-
ción lenticular de dolomias arenosas con laminación paralela.
17. 2.25 m. Dolomias, localmente arenosas en bancos centi a decimétricos
mas potentes hacia techo, masivas las mas potentes o con laminación pa-
ralela planar, ocasionalmente irregular hacia la base.
18. 0.6 m. Alternancia de lutitas blancas con cemento dolomítico en nive-
les centimétricos, con lutitas violáceas u oscuras, en niveles milimé-
tricos.
19. 6.8 m. Dolomias arenosas y areniscas dolomíticas de grano fino, masi-
vas o con laminación paralela planar, a veces cruzada planar de bajo
ángulo en bancos centi a decimétricos, con bases y techos planos.
20. 0.9 m. Alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauwáquicas que
presentan bases erosivas y techo plano con laminación cruzada o masi-
vas. Las lutitas pueden presentar estratificación lenticular. Hacia te-
cho contiene una intercalación de dolomias arenosas masivas con base y
techo planos.

21. 4.2 m. Dolomias micro a macrocristalinas, gases, masivas o con lamina-
ción paralela, por acumulación de cuarzos en laminas. A techo presen-
tan abundantes intercalaciones milimétricas de lutitas rojizas que dan
un tono mas rojizo a las dolomias.
22. 1.3 m. Lutitas, grises y violáceas de grano fino, con intercalaciones -
milimétricas de lutitas oscuras, casi negras de grano muy fino. Hacia
la mitad presenta una intercalación areniscosa de grano fino, masiva, -
con bases y techos planos.
23. 3.95 m. Dolomias micro a macrocristalinas, grises, masivas o con lamina-
ción paralela. Presentan intercalaciones lutíticas potentes, con lami-
nación ondulada.
24. 4.6 m. Lutitas finas, gris oscuras, que presentan algunas alternancias
milimétricas con lutitas grauwáquicas y alguna intercalación centimé-
trica de dolomias arenosas, masivas, con base y techo plano.
25. 1 m. Dolomias gris oscuras microcristalinas, en un banco único, que pa-
sa lateralmente a dolomias arenosas mas claras, en niveles centimétri-
cos que no dan resalte frente al banco dolomítico. Este es mas o menos
masivo, con indicios de laminaciones paralelas irregulares, debido a -
zonas con acumulación de materia carbonosa.
26. 3 m. Alternancia de dolomias algo arenosas gris oscuras, en corte gris
claras, masivas o con laminaciones paralelas mas o menos irregulares, -
con areniscas dolomíticas en niveles tabulares centimétricos, masivos
o con tenues laminaciones paralelas, localmente puede presentar trams
-ños de grano gruesos y contener alguna intercalación lutítica aislada.
27. 1.25 m. Alternancia milimétrica de lutitas y lutitas grauwáquicas que
presentan bases planas levemente erosivas y techos planos, masivas o -
con esporádicas laminaciones cruzadas. Las lutitas presentan estratifi-
cación lenticular. A techo presentan una intercalación de grauvacas de
grano fino, rojizas, con bases y techos plano, masiva.
28. 1 m. Dolomias gris oscuras, microcristalinas en banco único.
29. 4 m. Visibles, alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauwá-
quicas.

Techo: Cubierto. Núcleo del sinclinal.

Columna Arrocampo (fig. 5, nº 2; fig. 9)

HOJA 652, Jaraicejo.
Base: 5°44'30"W 39°46'58" N
Techo: 5°45'10"W 39°46'35" N

Realizada en la margen derecha del rio Tajo, 500 m. al W de la presa de
Arrocampo. fig. 7b.

Base: No aflora, cubierta, arenas y arcilla. Lateralmente arenas y arcillas roji-
zas con cantos de cuarcita.

1. 4.8 m. Areniscas cuarcíticas dolomíticas y dolomias arenosas grises con
laminación cruzada planar de bajo ángulo. La laminación viene marcada -
por alternancias de laminas ricas en cuarzo y cuarcita, que presentan -
un esqueleto denso, con cemento dolomítico, y laminas ricas en cristali-
les dolomíticos con escasos clastos cuarcíticos. Forman bancos centi a
decimétricos con límites paralelos. Localmente con base suavemente ero-
sivas. Hacia techo el tramo está semicubierto.
2. 1.2 m. Tramo cubierto, hacia la base afloran lutitas verdes con estrati-
ficación flaser y hacia techo un nivel de areniscas dolomíticas con la
minación paralela.
3. 3 m. Areniscas cuarcíticas dolomíticas, presentan laminación paralela -
planar, esporádicamente laminaciones cruzadas de surco muy tendidas, -
los límites entre capas son paralelos con bases levemente erosivas.
4. 1.75 m. Alternancias milimétricas de pizarras oscuras de grano fino, -
con grauvacas de grano muy fino con bases planas, a veces erosivas y te-
chos planos u ondulados. Ocasionalmente los niveles grauwáquicos están
formados por una masa de lenticulas rodeadas por películas milimétricas
de lutitas.
5. 4.25 m. Dolomias y dolomias arenosas cuarcíticas grises cuyos clastos -
no se agrupan en niveles. Son masivas o con escasas laminaciones parale-
las. Se presentan en bancos decimétricos con límites irregulares. Hacia
la mitad del tramo aparece una delgada intercalación lenticular de lu-
tas finas verdes masivas.
6. 0.5 m. Alternancia centimétrica de lutitas verdes finas masivas, con al-
ternancias milimétricas de lutitas finas verdes y grauvacas de grano
muy fino. El tramo se acuña lateralmente.
7. 4.75 m. Dolomias grises en bancos de potencia variable centi a decimé-
tricos con laminación paralela planar y regular que a veces se organi-
zan formando estructuras monticulares. Hacia techo los bancos son mas
potentes y masivos.
8. 1.75 m. Areniscas cuarcíticas y dolomíticas y dolomias arenosas en ban-
cos decimétricos con bases levemente erosivas, presentan laminación pa-
ralela planar, laminación cruzada planar y de surco, de bajo ángulo. Ha-
cia techo los bancos se hacen masivos.
9. 0.6 m. Alternancias centi a milimétricas de lutitas finas verdes masi-
vas, con lutitas grauwáquicas y grauvacas de grano muy fino masivas.
10. 2.1 m. Dolomias arenosas gris oscuras en bancos centi a decimétricos
con bases levemente erosivas. Son predominantemente masivos con algunas
laminaciones paralelas que a veces son cruzadas de muy bajo ángulo. -
La laminación viene marcada por niveles con acumulación de cuarzos pu-
diendo llegar a ser niveles cuarcíticos con cemento dolomítico.
11. 0.65 m. Lutitas rojizas alteradas, masivas, con intercalaciones de lu-
titas grauwáquicas rojas, que hacia techo presentan intercalaciones -
de lutitas verdes.
12. 6.9 m. Alternancias de dolomias gris claras masivas y dolomias are-
noscas con laminaciones paralelas planares, localmente onduladas o in-
cluso cruzadas planares, generalmente a techo presentan bases erosivi-
vas, localmente muy erosivas o planas.

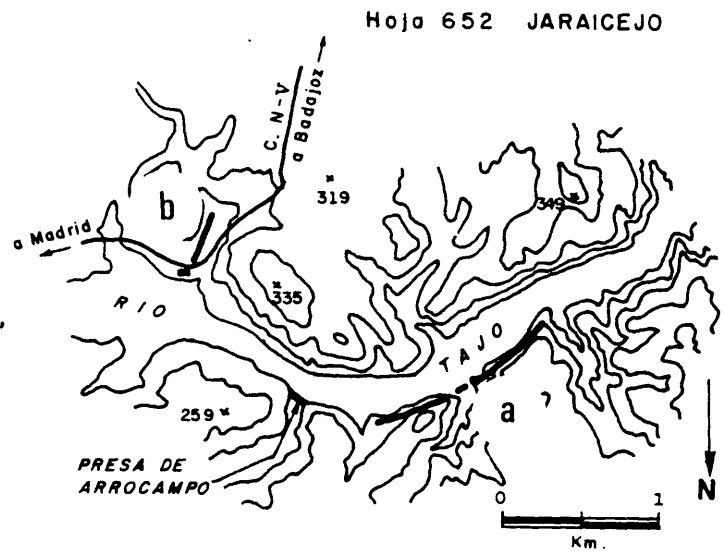
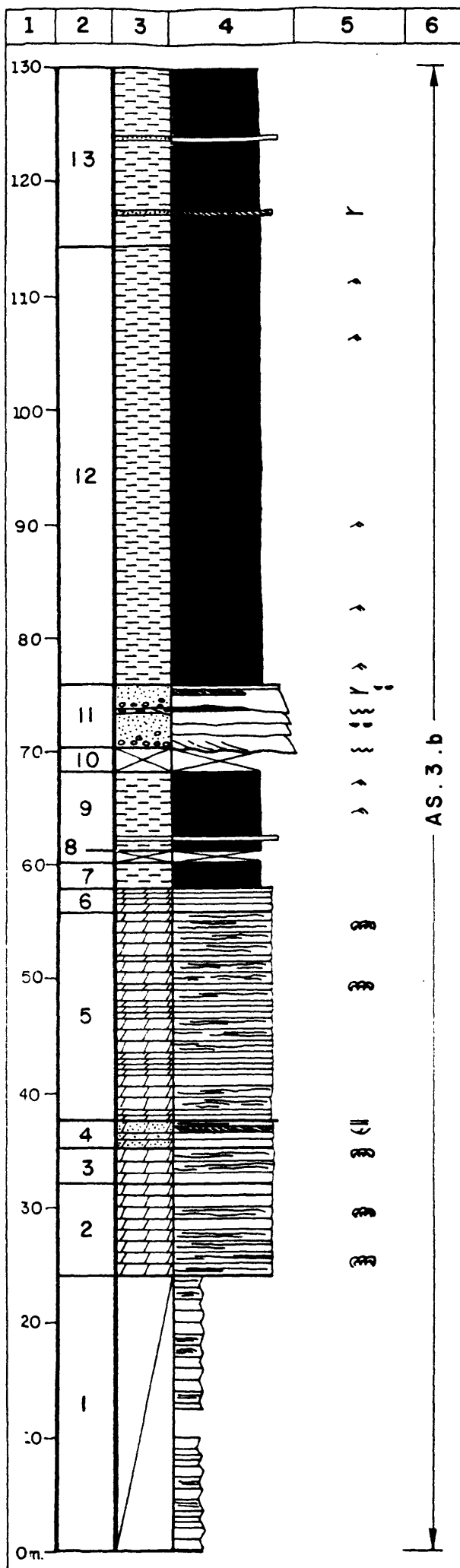


FIG. 7 A - COLUMNA ARROCAMPO
B - " " CTRA. NACIONAL V

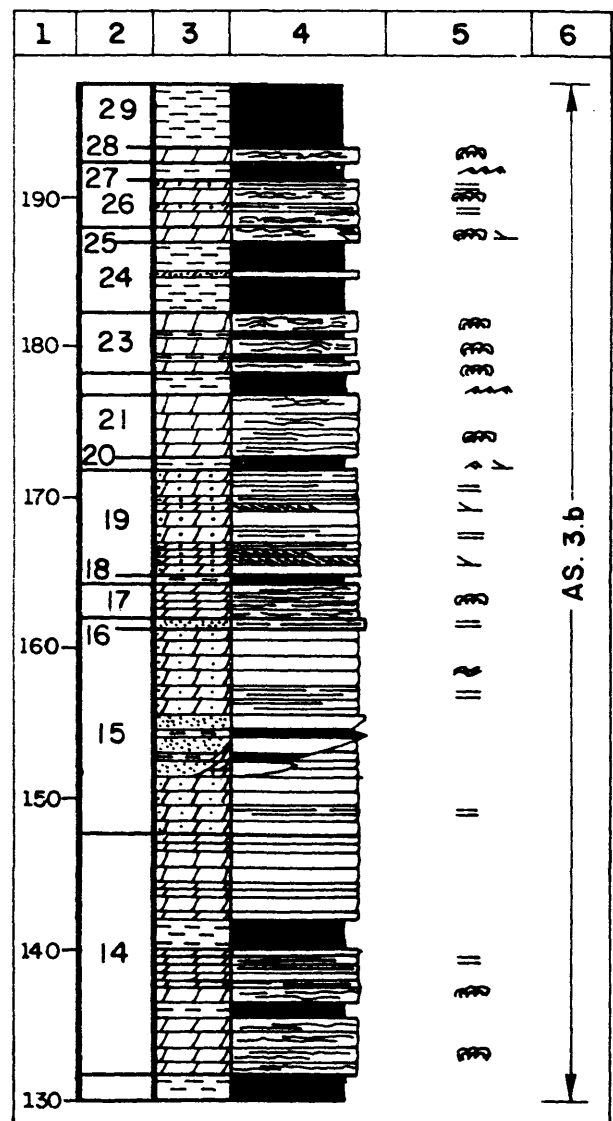


FIGURA 8 : COLUMNA CARRETERA NACIONAL - V

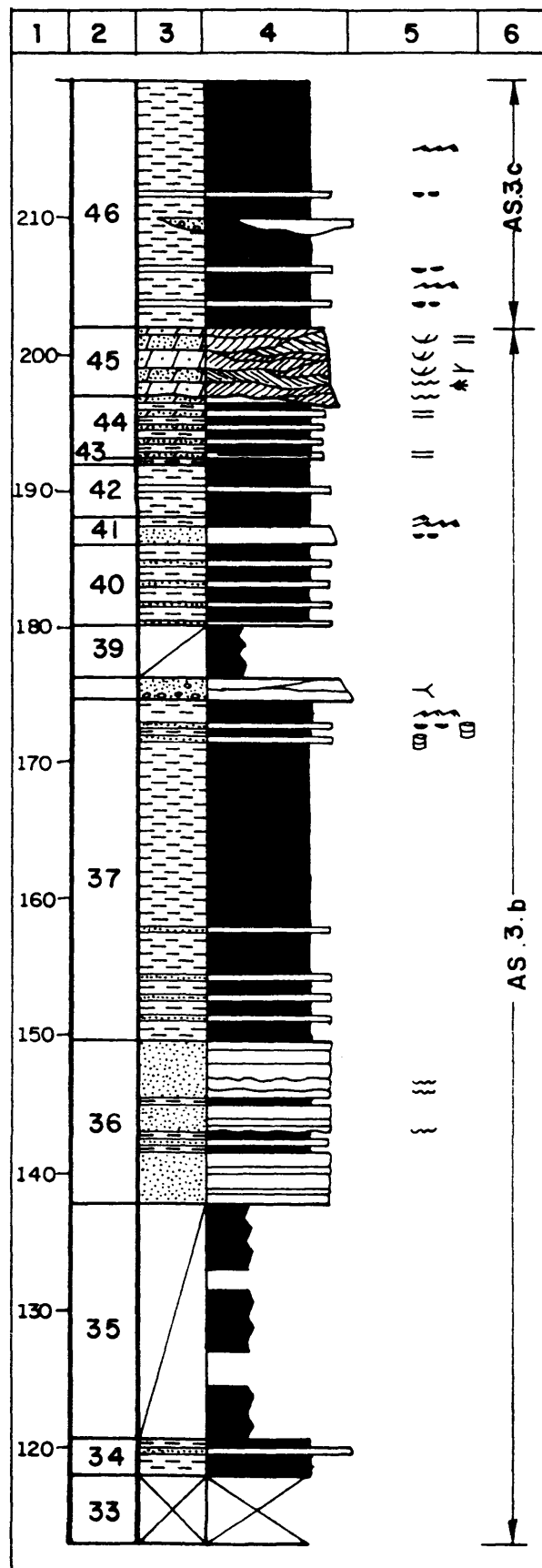
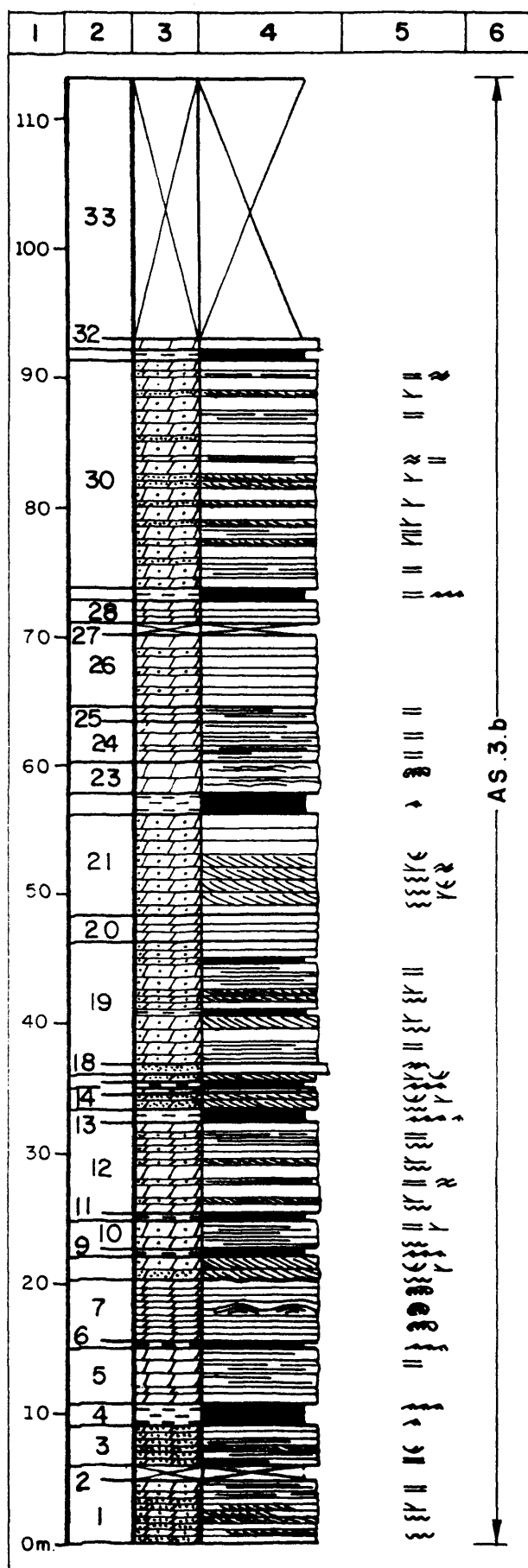


FIGURA 9 : COLUMNA ARROCAMPO

13. 1 m. Alternancias de lutitas verdes y grauvacas de grano fino, que presentan bases erosivas y estratificación flaser.
14. 1.1 m. Areniscas cuarcíticas dolomíticas con laminaciones cruzadas de surco laminación cruzada planar y laminación paralela planar, localmente masivas.
15. 0,5 m. Dolomías grises masivas en bancos decimétricos que se hacen menos potentes a techo.
16. 0,3 m. Alternancias de lutitas rojizas con laminación paralela y gran cantidad de óxidos de hierro que le dan esa coloración rojiza, con grauvacas que presentan bases erosivas y granoclasificación positiva y estratificación lenticular. La laminación de los tramos finos se adapta a la morfología de los tramos grauváquicos.
17. 0,8 m. Areniscas cuarcíticas dolomíticas con laminación cruzada planar y de surco.
18. 0,65 m. Grauvacas de grano fino; están compuestas por masas de lenticulas areniscosas rodeadas por finas películas lutíticas lo que da al tramo un aspecto brechoide.
19. 9,5 m. Alternancia de dolomías arenosas gris claras masivas, con dolomías arenosas cuarcíticas con clastos feldespáticos, presentan laminación paralela y laminación cruzada planar, en bancos decimétricos con bases levemente erosivas. Contiene intercalaciones centimétricas esporádicas de lutitas oscuras. Hacia techo los niveles dolomíticos afloran de forma dispersa debido al aumento de espesor de los niveles lutíticos.
20. 2,1 m. Alternancias de dolomías micro a microcristalinas grises masivas y dolomías microcristalinas verdes localmente cuarcíticas, masivas, en bancos centimétricos.
21. 7,7 m. Dolomías arenosas gris oscuras y marrones con laminaciones cruzadas planares y de surco, laminación paralela planar, localmente onduladas y escasos tramos masivos que se hacen mas abundantes a techo. Se presentan en bancos decimétricos con bases erosivas.
22. 1,65 m. Lutitas verdes masivas, hacia la base con estratificación lenticular, las lenticulas están formadas por grauvacas de grano fino con base plana, levemente erosiva y techo curvo.
23. 2,3 m. Dolomías macro a microcristalinas gris claras, algo arenosas, masiva o con escasas laminaciones paralelas por acumulación de terrígenos en laminas.
24. 3,15 m. Dolomías microcristalinas algo cuarcíticas masivas o con escasas laminaciones paralelas planares u onduladas. Se presentan en niveles centi a decimétricos con base y techo plano, que se agrupan formando secuencias "thickening upward".
25. 1,1 m. Dolomías macro y microcristalinas, localmente cuarcíticas en bancos centimétricos que le dan un aspecto tableado, masivos o con una laminación gruesa constituida por alternancias de laminas claras macrocristalinas y laminas rojizas amarillentas microcristalinas con acumulaciones de cuarzo y óxidos de hierro.
26. 5,75 m. Alternancias de dolomías microcristalinas y dolomías micro a macrocristalinas cuarcíticas en tramos potentes masivos las primeras y en tramos tableados las segundas.
27. 0,7 m. Cubiertos.
28. 1,9 m. Dolomías macro y microcristalinas grises en bancos centi a decimétricos con laminaciones paralelas planares gruesas.
29. 1 m. Lutitas grauváquicas y grauvacas de grano muy fino, verdes, masivas o con laminaciones paralelas.
30. 17,55 m. Alternancias de dolomías micro a mesocristalinas, cuarcíticas con grauvacas cuarcíticas dolomíticas. Las primeras aparecen en bancos decimétricos masivos o centimétricos con laminación paralela ondulada o planar. Las segundas se presentan en bancos centimétricos con laminación paralela planar, ondulada o cruzada de bajo ángulo.
31. 0,7 m. Lutitas verdes masivas.
32. 0,85 m. Dolomías gris oscuras masivas.
33. 25 m. Cubierto.
34. 2,75 m. Lutitas verdes masivas y lutitas grauváquicas masivas, presentan una intercalación lenticular de areniscas microconglomeráticas cuarcíticas masivas con cemento dolomítico abundante, se presentan en afloramientos semiaislados.
35. 17 m. Semicubierto, lateralmente y de forma aislada afloran lutitas verdes, lutitas arenosas y en ocasiones areniscas rojizas, todas masivas, con dominio de las primeras.
36. 12 m. Alternancia de grauvacas de grano fino, grises y verdes, masivas, en capas centimétricas mas potentes hacia techo, con alternancias milimétricas de laminas mas o menos lenticulares de grauvacas con bases erosivas y techo plano y laminas lutíticas con laminación paralela que se adapta a la morfología de las laminas grauváquicas.
37. 25,6 m. Alternancias de lutitas verdes masivas y lutitas arenosas verdes y marrones, con alternancias milimétricas similares a las descritas en el tramo anterior. En su parte alta ha aparecido icnofauna no clasificada (bioturbación horizontal).
38. 1,5 m. Grauvacas de grano medio y grueso, localmente microconglomeráticas formadas por cantos de cuarzo y cuarcita de centil 1 cm. y media 4-5 mm. en una matriz grauváquica. Se presentan en niveles con bases y techos planos masivos con posibles acunamientos laterales que a escala de afloramiento no se aprecian bien.
39. 3,4 m. Cubierto a semicubierto, hacia la base afloran lutitas ocreas finas.
40. 6 m. Alternancias de grauvacas de grano fino en niveles centimétricos masivos de bases y techos planos, con lutitas y lutitas grauváquicas en niveles decimétricos masivos.
41. 2 m. Secuencias de granulometría decreciente, "fining upward", que comienzan con un tramo de grauvacas con base y techo plano con estratificación flaser al que sigue lutitas grauváquicas y lutitas de grano fino con estratificación wavy hacia la base y lenticular hacia techo.

42. 3,75 m. Lutitas ocreas y verdes masivas, con una intercalación hacia la mitad de grauvacas de grano fino masiva, con base y techo plano.

43. 0,45 m. Lutitas carbonáticas, blanquecinas en un nivel semicubierto que no parece tener mucha continuidad lateral, pudiendo representar una alteración del techo del tramo anterior.

44. 4,5 m. Alternancias de areniscas dolomíticas en bancos decimétricos, masivos o con laminaciones paralelas planares y lutitas verdes, finas, masivas.

45. 5 m. Nivel lenticular, canalizado, con base curva, erosiva y techo plano, compuesto por areniscas cuarcíticas dolomíticas y dolomías arenosas con laminaciones cruzadas de surco y planares, a veces bimodales, "herring-bone" con locales laminaciones paralelas planares y laminaciones cruzadas planares de bajo ángulo, las cuales son dominantes hacia techo y escasos tramos masivos. Forman sets centi a decimétricos, mas potentes hacia techo con bases erosivas o planas y techos planos.

46. 37 m. Su base es un tránsito lateral de tramo anterior. Está compuesto por lutitas grauváquicas y lutitas ambas masivas, con intercalaciones lenticulares de grauvacas, en ocasiones microconglomeráticas masivas, con base levemente erosiva o plana y techo plano, presentan estratificación flaser localmente laminación paralela muy difusa por orientación de los ejes mayores de los clastos. Se agrupan en secuencias thickening upward.

Techo: No existen niveles superiores a los descritos al haber sido erosionados por encontrarnos en la parte mas alta del sinclinal de Romangordo.

Columna Arroyo de la Garganta (I) (fig. 5, nº 3; fig. 11)

HOJA 652, Jaraicejo

Base: 5°43'09"W 39°45'32" N

Techo: 5°43'12"W 39°45'32" N

Realizada en la margen izquierda del arroyo de la Garganta, al E del cerro de los Borregos, unos 200 m. al S del antiguo molino abandonado, 2,5 Km. al NW de Romangordo. fig. 10a.

Base: Cubierta, mas abajo, afloran lutitas oscuras, finas muy replegadas.

1. 0,25 m. Grauvacas grano fino a medio, gris oscuras, base erosiva, con cantos blandos y estratificación flaser a techo.
2. 0,05 m. Microconglomerados a grauvacas de grano grueso. Bases erosiva, masivas, con intercalaciones a techo de laminas milimétricas de grauvacas de grano medio tabulares. Techo plano.
3. 1,3 m. Alternancias de grauvacas microconglomeráticas, claras y grauvacas de grano fino a medio, oscuras, en capas centimétricas con bases planas, localmente erosivas y techos planos. Las primeras dominan hacia la base con aspecto masivo. Las segundas son masivas o presentan una laminación paralela planar muy difusa e intercalaciones lutíticas, a techo de algunos tramos, que pueden ser continuas, mas o menos onduladas, wavy, o discontinuas ("flaser").
4. 0,1 m. Lutitas grauváquicas ocreas, con laminación paralela muy fina.
5. 0,1 m. Grauvacas microconglomeráticas con base erosiva y techo ondulado por ripples de corriente. Presenta aspecto masivo, con cantos blandos en la base. Se acuña lateralmente.
6. 0,3 m. Lutitas ocreas finas, con laminación paralela milimétrica o lenticular de grauvacas de grano fino masivas, los niveles laminares presentan base y techos planos.
7. 0,15 m. Grauvacas de grano fino, masivos, con base y techo plano.
8. 0,15 m. Lutitas grauváquicas oscuras, masivas, a techo se hacen mas finas.
9. 1 m. Grauvacas de grano medio a grueso, masivas, con base fuertemente erosiva y techo plano. Se acuña lateralmente hasta desaparecer.
10. 1,75 m. Grauvacas oscuras, de grano muy fino, que aumenta hacia techo pasando a grauvacas claras de grano fino a medio con laminaciones cruzadas de surco muy tendidas y de gran escala, estratificación flaser a techo de algunas capas. Bases planas y techos ondulados por ripples de corriente.
11. 1,2 m. Alternancias centimétricas de lutitas finas ocreas y grises masivas localmente grauváquicas con laminas de lutitas finas; con grauvacas grano medio, localmente microconglomeráticas que presentan base plana o erosiva con cantos blandos, esporádicamente, y techo plano u ondulado. Masivas.
12. 0,8 m. Grauvacas de grano fino oscuras masivas con base plana y grauvacas de grano grueso a microconglomeráticas masivas o con estratificación flaser, bases erosivas a poco erosivas y techos planos. Las primeras en la base del tramo.
13. 0,45 m. Lutitas finas grises, con pasadas centimétricas de grauvacas de grano medio a microconglomeráticas con bases y techos planos, masivos.
14. 0,65 m. Grauvacas microconglomeráticas masivas, base erosiva y techo plano.
15. 1,45 m. Alternancia de niveles centimétricos compuesto por lutitas grauváquicas claras, masivas; con niveles milimétricos de lutitas oscuras finas, que localmente pueden ser dominantes. Ambas masivas, con límites planos.
16. 3,35 m. Microconglomerados cuarcíticos a la base (cantos de hasta 2 cm) que es erosiva y cantos blandos, que pasan a grauvacas de grano medio a grueso con estratificación flaser a techo, estos niveles son mas tableados y presentan laminación cruzada planar de formas esporádicas. Finalmente pasan a lutitas grauváquicas con laminaciones paralelas y lutitas finas oscuras masivas o con estratificación lenticular. Se organizan como una serie de secuencias grandocrecientes aunque, con una ligera tendencia general granocreciente.

17. 1.5 m. Semicubierto, afloran de forma aislada lutitas grises de grano fino con intercalaciones milimétricas de lutitas grauvaquicas.

Techo: Alternancias mili a centimétricas de lutitas finas grises y lutitas grises oscuras a negruzcas, muy finas. Las primeras dominan hacia la base pudiendo aparecer las segundas como lenticulas.

Columna Arroyo de la Garganta (II) (fig. 5, nº 4; fig 12)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°43'10"W 39°45'30" N
Techo: 5°43'12"W 39°45'30" N

Margen izquierdo del Arroyo de la Garganta, al E del cerro de los Bo rregos, 250 m. al Sur del antiguo molino abandonado, unos 2.5 Km. al NN de Romangordo, fig. 10b.

Base: Cubierta.

1. 1.25 m. Grauvacas microconglomeráticas (centil 6 mm.) masivo, base cubierta, techo plano, levemente ondulado. A techo lutitas finas negras.
2. 5.55 m. Grauvacas de grano grueso a microconglomeráticas que pasan a grauvacas de grano fino a medio hacia techo, tendencia grano decreciente, se presentan en capas centimétricas, que pueden acunarse lateralmente, con bases planas a erosivas, presentan laminación paralela o caliente inclinada o cruzada de surco, de bajo ángulo, marcadas por la presencia de laminas lutíticas milimétricas; estratificación flaser y también tramos masivos. Las intercalaciones lutíticas ocasionalmente pueden alcanzar varios centímetros y presentar estratificación lenticular o ser masivas.
3. 0.25 m. Lutitas finas grises, satinadas masivas.
4. 1.55 m. Grauvacas de grano fino, base plana, poco erosiva con intercalaciones milimétricas lutíticas. Los tramos grauvaquicos o son masivos o presentan tenues laminaciones cruzadas de surco.
5. 1.5 m. Microconglomerados cuarcíticos y grauvacas de grano grueso, presentan bases erosivas y aspecto masivo. Hacia la mitad presentan una intercalación de lutitas grises masivas.
6. 0.9 m. Grauvacas de grano muy fino y lutitas grauvaquicas alternantes en niveles centimétricos. Son predominantemente masivas, aunque se reconocen laminaciones paralelas y cruzadas de surco. A techo los tramos arenosos presentan estratificación flaser.
7. 1.8 m. Visibles lutitas finas oscuras, masivas o con estratificación lenticular, alternando en niveles deci a centimétricos con lutitas grauvaquicas masivas.

Techo: Cubierto, por encima aparecen lutitas similares a las del tramo anterior y posteriormente nuevos niveles que dan resalte, similares al aquí descrito, pero de menor entidad.

Columna Romangordo (I) (fig. 5, nº 5; fig. 13)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°42'48"W 39°44'49" N
Techo: 5°42'50"W 39°44'46" N

Realizado en la senda de Romangordo al arroyo de la Garganta, en el tramo que desciende al arroyo, al NE de Cerromolino, 1.25 Km. al WNW de Romangordo, fig. 10c.

Base: Cubierta.

1. 3.35 m. Lutitas grises, finas, localmente satinadas, masivas o mas frecuentemente con estratificación lenticular de grauvacas de grano fino a muy fino y lutitas grauvaquicas. Presentan intercalaciones mili a centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino claras, masivas, con base plana y techo plano u ondulado e intercalaciones centimétricas de lutitas verde o marrón oscuras muy finas.
2. 0.5 m. Grauvacas de grano medio a grueso con base y techo plano, y laminación cruzada planar de bajo ángulo, muy difusa.
3. 2 m. Semicubierto, a techo afloran lutitas finas grises satinadas.
4. 0.4 m. Areniscas dolomíticas gris oscuras, masivas con base y techo plano.
5. 0.35 m. Cubierto.
6. 0.4 m. Lutitas grises oscuras, en corte verdes, masivas.
7. 2.75 m. Grauvacas y areniscas dolomíticas de grano fino a medio, masivas, o con esporádicas laminaciones paralelas, con bases planas y techos planos u ondulado, posiblemente por ripples. Presentan locales alternancias, hacia la mitad con lutitas verde oscuras masivas o con estratificación lenticular.
8. 0.5 m. Lutitas grises, verdes y ocreas, satinadas, masivas.
9. 0.8 m. Areniscas dolomíticas a dolomias arenosas de grano fino, masivas con base y techo plano.
10. 1 m. Lutitas ocreas, finas, masivas con intercalaciones centimétricas, tabulares de lutitas grauvaquicas verdes masivas.
11. 1.1 m. Dolomias arenosas y areniscas dolomíticas, gris oscuras, masivas. A la base presenta intercalaciones centimétricas de lutitas grauvaquicas masivas. Los tramos dolomíticos y areniscosos presentan la base y el techo planos.

Techo: Cubierto.

Columna Romangordo (II) (fig. 5, nº 6; fig. 14)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°42'35"W 39°44'30" N
Techo: 5°42'40"W 39°44'27" N

Se ha realizado sobre la senda que desde Romangordo conduce al arroyo de la Garganta, en el tramo que desciende al arroyo al SE de Cerromolino, 1 Km al W de Romangordo, fig. 10d

Base: Cubierta.

1. 2 m. Grauvacas y areniscas dolomíticas de grano fino masivas, con intercalaciones lenticulares de lutitas verdes oscuras finas, lo que permite reconocer una tenue laminación. Se presentan en bancos centimétricos con base y techo planos. Lateralmente está muy alterado.
2. 0.5 m. Cubierto.
3. 1.85 m. Grauvacas de grano fino, masivas, con locales intercalaciones de lutitas ocreas finas. Lateralmente acaba apoyándose sobre el tramo 1, por lo que su base es fuertemente erosiva, mientras que su techo es plano.
4. 0.2 m. Lutitas ocreas finas masivas.
5. 0.15 m. Alternancias centimétricas de grauvacas de grano fino masivas con base plana a levemente erosiva y techo plano; con lutitas verdes finas, masivas.
6. 0.5 m. Grauvacas de grano fino, masivas, con base y techo plano.
7. 0.25 m. Lutitas ocreas finas, masivas. Su base está semicubierta.
8. 0.25 m. Grauvacas de grano fino con estratificación flaser de lutitas finas oscuras en lenticulas milimétricas, que definen una tenue laminación paralela algo ondulada.
9. 1.05 m. Lutitas finas, ocreas y verdosas, masivas, ocasionalmente presenta lenticulas milimétricas de lutitas negruzcas muy finas. Hacia techo contiene intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino, masivas con base y techo plano.
10. 0.1 m. Grauvacas microconglomeráticas, (centil 4 mm.), masivas. En la base presenta laminas muy planas y alargadas de lutitas oscuras, posibles cantos blandos. Tanto su base como su techo no afloran bien aunque parecen planos.
11. 0.3 m. Lutitas finas, ocreas y verde oscuras, masivas, a techo presenta delgados niveles con estratificación lenticular, de lutitas grauvaquicas, las lenticulas presentan bases y techos curvos.
12. 0.1 m. Grauvacas microconglomeráticas a microconglomeradas (centil 7 mm., tamaño medio 1.5 mm.), masivas, base erosiva y techo plano.

Techo: Semicubierto. Aflora, por zonas, lutitas finas con estratificación lenticular y lutitas grauvaquicas con flaser.

Columna Roturas (fig. 5, nº 7; fig. 18)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°28'53"W 39°33'33" N
Techo: 5°29'14"W 39°33'35" N

Se ha levantado en la pista que partiendo de Roturas cruza el río Almonte y bordea por el N el vértice "La Bandera", de la Sierra de la Ortiguella, su base se sitúa unos 500 m. al W de Roturas, fig. 15b.

1. 11.75 m. Lutitas grises a verdes, en tramos métricos masivos, con intercalaciones de grauvacas gris oscuras a verdes de grano fino a medio en tramos deci a centimétricos de los que no se aprecian bien ni bases ni techos, que parecen planos, son masivos.
2. 3.2 m. Grauvacas grises a verdes de grano fino a medio en tramos centimétricos tabulares masivos, el tramo acaba con lutitas verdes masivas.
3. 0.65 m. Lutitas verdes muy tectonizadas por una fractura que las afecta.
4. 13.8 m. Grauvacas grises a gris oscuras de grano fino a medio, en tramos deci a centimétricos con base y techo plano, son masivas con muy locales laminaciones paralelas. Hacia techo presentan pequeñas intercalaciones de lutitas verde oscuras masivas.
5. 1.75 m. Lutitas grauvaquicas verdosas, a techo son ya grauvacas de grano muy fino. El tramo está pinzado entre dos fracturas por lo que está fuertemente tectonizado.
6. 9 m. Grauvacas grises grano fino a medio, localmente grueso en tramos decimétricos con base y techo plano, masivas o con locales laminaciones paralelas. Hacia la base contiene dos intercalaciones de lutitas verdes, masivas o con laminación paralela milimétrica, compuesta por alternancias grauvaqua lutita. Fractura con una pequeña zona de aspecto milonítico.
7. 6.5 m. Grauvacas gris oscuras de grano fino a medio en niveles centimétricos con bases y techos planos, que no se aprecian bien, son masivas.
8. 6.65 m. Lutitas gris oscuras a verdes, masivas o con laminación paralela, en el que se intercalan poco a poco niveles grauvaquicos gris oscuros, de grano muy fino a medio que son mas potentes hacia techo, con una ligera tendencia granocreciente (coarsening up) presentan bases y techos planos, son masivos. El tramo presenta tendencia estratocreciente.
9. 9.9 m. Alternancia en tramos deci a centimétricos, localmente métricos de lutitas gris oscuras a verdosas y grauvacas de grano fino a medio gris oscuras con bases y techos planos. Ambos masivos. Acaba en una falla con intrusión de diques de cuarzo.
10. 30 m. Grauvacas grises a gris oscuras, de grano fino a medio, localmen

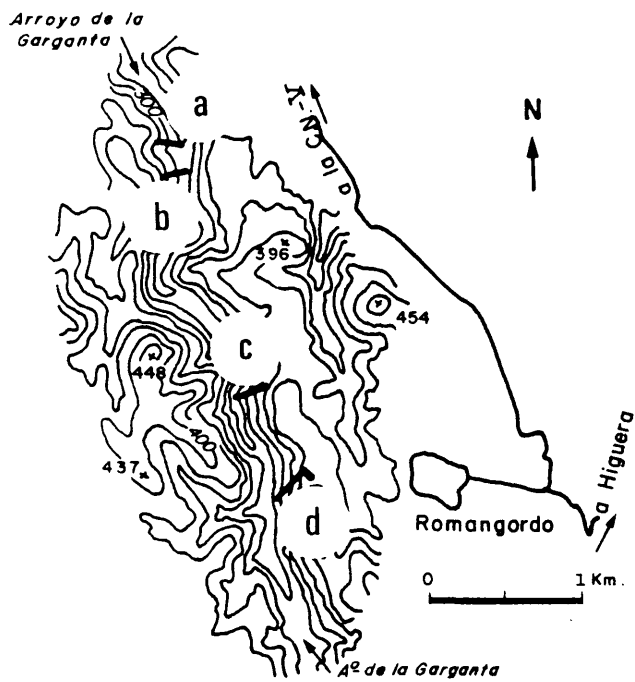


FIG. 10: A - COLUMNA ARROYO DE LA GARGANTA (I)
B - COLUMNA ARROYO DE LA GARGANTA (I)
C - COLUMNA ROMANGORDO (I)
D - COLUMNA ROMANGORDO (II)

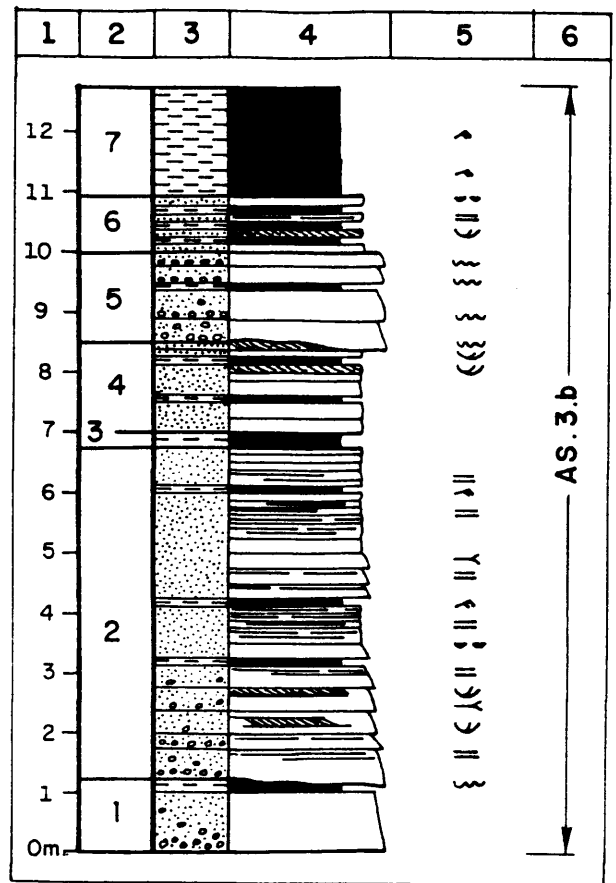


FIG. 12: COLUMNA ARROYO DE LA GARGANTA(II)

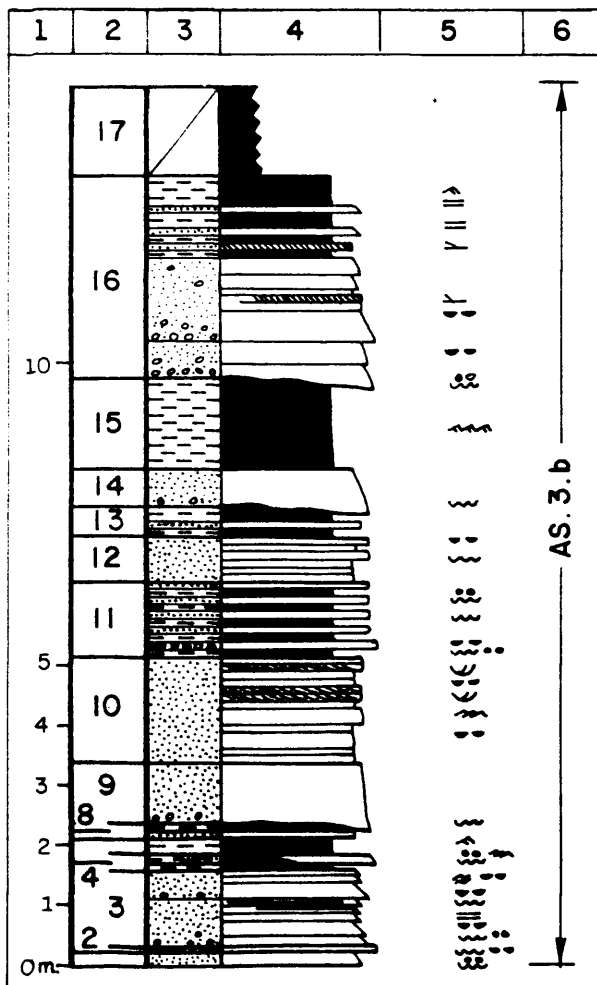


FIG. 11: COLUMNA ARROYO DE LA GARGANTA (I)

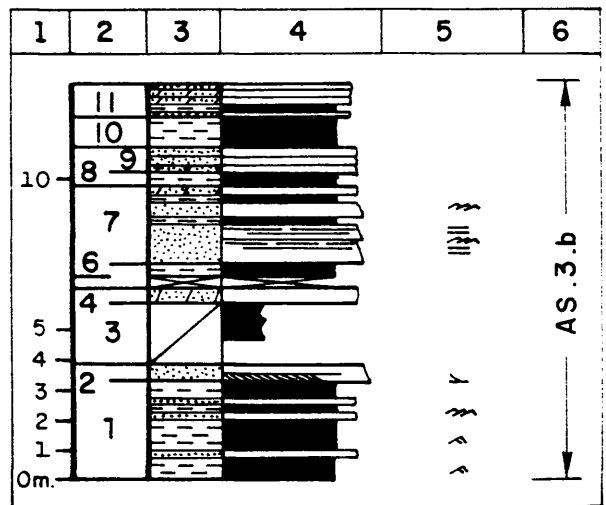


FIG. 13: COLUMNA ROMANGORDO (I)

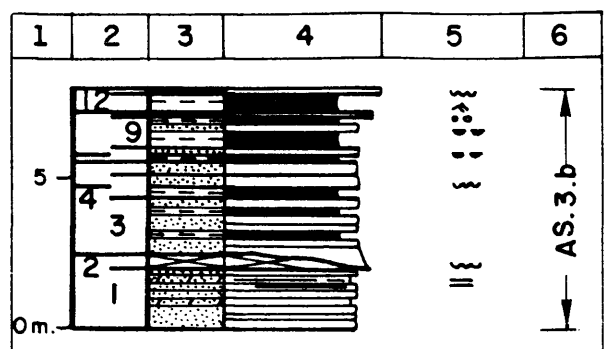


FIG. 14: COLUMNA ROMANGORDO (II)

te grueso, masivas con algunas laminaciones paralelas planares, en capas deci a centimétricas, a veces métricas, en algun nivel se observa acúñamiento. Se intercalan ocasionalmente lutitas gris oscuras a ver - des, masivas, mas o menos potentes, mas frecuentes hacia la base. Pre - senta algunas pequeñas fracturas. Durante un tramo la pista se pone pa - ralela a la dirección de las capas repitiéndose ligeramente la parte - superior de la serie. Se inicia el corte donde comienza a verse serie continua sobre el tramo anterior.

11. 5 m. Grauvacas de grano fino a medio, en capas deci a centimétricas cu - yos límites se ven muy mal, masivas, muy alteradas. Contiene algunos - tramos de lutitas masivas ocre-amarillentas.
12. 3 m. Lutitas verde oscuras, masivas.
13. 13 m. Grauvacas de grano medio a fino, verdes, no se aprecian con cla - ridad capas debido a la intensa esquistosidad que sufren.
14. 3 m. Lutitas verdosas oscuras masivas.
15. 13 m. Grauvacas de grano fino, localmente medio verdoso a gris oscuro masivo, con escasas intercalaciones de lutitas grauváquicas verdes ma - sivas. La pista nuevamente se pose subparalela a este tramo, que mas - adelante y a techo se presenta en bancos centi a decimétricos con mo - teado marrones que denotan la presencia de carbonatos en los materia - les.
16. 8 m. Alternancia de lutitas verdosas masivas en tramos métricos, y - grauvacas gris-verdes de grano fino a medio, masivas que presentan lí - mites ondulados con aspecto abudinado, adaptándose las lutitas a ellos.
17. 9.5 m. Lutitas verdes masivas, con alguna intercalación de grauvacas - verdosas masivas, de grano medio a fino, que pueden ser muy potentes.
18. 3 m. Cubiertos.
19. 6.75 m. Grauvacas verdes, masivas, en tramos decimétricos con bases y techos planos. Presenta locales intercalaciones lutíticas verdes deci - a centimétricas, mas comunes a la base.
20. 5 m. Lutitas verdosas, masiva.
21. 2 m. Cubierto.
22. 6 m. Lutitas verdosas masivas, con intercalaciones grauváquicas de gra - no fino a medio, masivas, en bancos decimétricos con base y techo pla - no.
23. 5.8 m. Grauvacas grises-verdosas en tramos centi a decimétricos con ba - ses y techos planos, masivas, presenta locales intercalaciones de luti - tas verdosas, masivas.
24. 2.05 m. Cubierto.
25. 10.5 m. Grauvacas de grano fino, verdosas masivas en capas centi a de - cimétricas con intercalaciones locales centi a decimétricas de lutitas verdosas masivas.
26. 3.4 m. Cubierto.
27. 4.2 m. Lutitas verdes a grises, masivas con locales laminaciones para - lelas.
28. 3.5 m. Cubiertos.
29. 11.5 m. Grauvacas de grano medio a grueso, con pequeños clastos de has - ta 7 mm. verdosas con punteado rojizo, masivas localmente son grauva - cas microconglomeráticas, también masivas con algunos cantos blandos. No se aprecia claramente la morfología de las capas, debido a las con - diciones de afloramiento.
30. 9 m. Lutitas ocre-rojizas o amarillentas, masivas, con pequeñas inter - calaciones de grauvacas verdes de grano fino a grueso masivas, aparen - temente presentan bases y techos planos, aunque no se aprecian correc - tamente.
31. 4 m. Grauvacas verdosas grano medio a grueso con algunos clastos cuar - cíticos de hasta 4 mm. masivos, presentan alguna intercalación de luti - tas ocre a amarillentas, centimétricas, masivas. No se aprecian capas con claridad.
32. 33 m. Lutitas verdes masivas, con pequeñas intercalaciones de grauva - cas verdosas de grano fino a grueso, masivas, con bases y techos pla - nos, localmente se aprecian alternancias mili a centimétricas, grauva - ca-lutita con pequeños cantos blandos las primeras, lo que hace pensar que sus bases así como la de los tramos mas potentes pueda ser suave - mente erosivas sus techos son planos.
33. 14.4 m. Grauvacas en tramos métricos a decimétricos, masivas, con can - tos blados en la base de las capas, presentan locales laminaciones para - lelas, alternan con lutitas verdosas, masivas, que pueden presentar alternancias milimétricas con grauvacas de grano fino a medio, local - mente grueso masivas, con bases y techos planos.
34. 7.8 m. Cubierto, localmente grauvacas grises y lutitas verdosas, ambas masivas.
35. 23.3 m. Grauvacas gris claras de grano medio, localmente grueso en tra - mos decimétricos masivos o con escasas laminaciones paralelas y cantos blandos en la base de algunos tramos; alternan con lutitas verde oscura a gris claras localmente masivas o con laminación paralela dominan - te. Presentan locales intercalaciones de grauvacas verdes de grano fi - no con laminación paralela, masivas, que pueden formar capas centimé - tricas con bases y techos planos, o estratificación lenticular en las lutitas.
36. 36 m. Alternancias milimétricas, raramente centimétricas, de lutitas - verdes masivas, que suele ser la lámina mas potente, con grauvacas - gris claras de grano fino, masivas, con bases y techos planos, que local - mente pueden formar estratificación lenticular. Existen locales tra - mos de lutitas verdes masivas. Su límite inferior es transicional.

techo: Cubierto, por encima lutitas grises y ocre, masivas con numerosos tra - mos masivos, mas potentes que los tramos lutíticos, los cuales pueden es - tar muy tectonizados.

Columna Rio Almonte (fig. 5, n° 8; fig. 19)

HOJA 681 Castañar de Ibor.

Base: 5°29'42"W 39°33'51" N
Techo: 5°29'55"W 39°33'46" N

Se ha levantado en la carretera de Roturas a Retomosa, lado derecho de la carretera, unos 2 Km. al WNW de Roturas, fig. 15a.

Base: Serie fundamentalmente lutítica, separada de la serie infrayacente de - grauvacas oscuras y lutitas por una fractura importante.

1. 34 m. Lutitas grises y verde oscuras masivas, con intercalaciones ha - cia la base de dolomias rojizo amarillentas en niveles mili a centimé - tricos, masivo.
2. 4 m. Cubiertos.
3. 0.6 m. Lutitas grises y verde oscuras, con algunos niveles centimétri - cos de dolomias rojizas masivas.
4. 1 m. Lutitas grises a verde oscuras masivas o con pasadas milimétricas de dolomias arcillosas blanquecinas. Contienen abundantes niveles dolo - míticos.
5. 27 m. Cubierto. Locales afloramientos de lutitas grises y verdes con - niveles centimétricos de dolomias rojizas, masivas.
6. 4.5 m. Lutitas grises y verde oscuras con pasadas milimétricas de dolo - mias masivas, presentan numerosas venas de calcita.
7. 10.3 m. Cubierto.
8. 5.4 m. Lutitas grises y verde oscuras con laminas milimétricas de dolo - mias blanquecinas, dominan los materiales lutíticos.
9. 23.15 m. Alternancias centi a decimétricas, rara vez métricas de dolo - mias gris oscuras a claras, localmente ankeríticas marrón-amarillen - tas; formas "abudinadas", a los que se adaptan las lutitas. Son masi - vas o con laminación paralela. El tramo comienza con un nivel dolomíti - co con venas blancas de calcita.
10. 27.65 m. Dolomias gris oscuras en capas decimétricas, masivas o con te - nues laminaciones paralelas espaciadas las bases y techos son planos - aunque pueden ser onduladas. Su base es transicional y se situa donde dejan de ser importantes las intercalaciones lutíticas, estas a muro - son centimétricas, grises y masivas, mientras que a techo quedan como láminas milimétricas también masivas.
11. 2.8 m. Alternancias centi a decimétricas de lutitas grises masivas y - dolomias grises masivas o con laminación paralela formada por laminas lutíticas o limolíticas que forman niveles tabulares hacia la base y lenticulares a techo, hacia donde parecen ganar potencia.
12. 0.75 m. Lutitas grises masivas, con grauvacas de grano fino con cemen - to carbonatado marrones alteradas de aspecto noduloso.
13. 2 m. Lutitas grises masivas o con laminaciones paralelas milimétricas. A muro presentan intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano - fino grises, masivas con bases y techos planos y locales morfologías - lenticulares.
14. 0.55 m. Cubierto.
15. 0.8 m. Dolomias gris oscuras masivas que presentan intercalaciones cen - tímicas de lutitas negras masivas o finamente laminadas, láminas - grises blanquecinas. Los tramos lutíticos son mas potentes lateralmen - te.
16. 1.4 m. Cubierto.
17. 7 m. Lutitas y lutitas grauváquicas verdes con nódulos grauváquicos de grano fino marrones alterados. A techo son lutitas oscuras con láminas milimétricas claras con niveles grauváquicos grises masivos. Su muro - está tectonizado por lo que los niveles verdosos de la base pueden es - tar alterados.
18. 6.8 m. Lutitas y lutitas grauváquicas verdes y grises, con tramos de - aspecto noduloso de grauvacas marrones de grano fino, que pueden pre - sentar también morfología tabular. Ambas son masivas.

Techo: Zona fuertemente tectonizada formado por lutitas y grauvacas verdosas - muy desorganizadas.

Columna Arroyo del Colmenar (fig. 5, n° 9; fig. 20)

HOJA 680 Aldeacentenera.

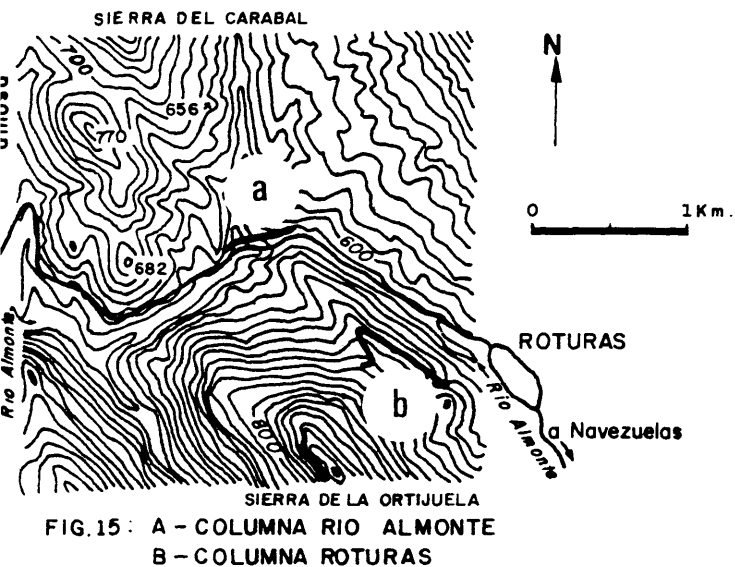
Base: 5°32'39"W 39°37'12" N
Techo: 5°32'32"W 39°37'13" N

Se ha levantado en la margen derecha del Arroyo del Colmenar, unos 750 m. al WNW de su cruce con la Carretera de Robledollano a Deleitosa, fig. 16

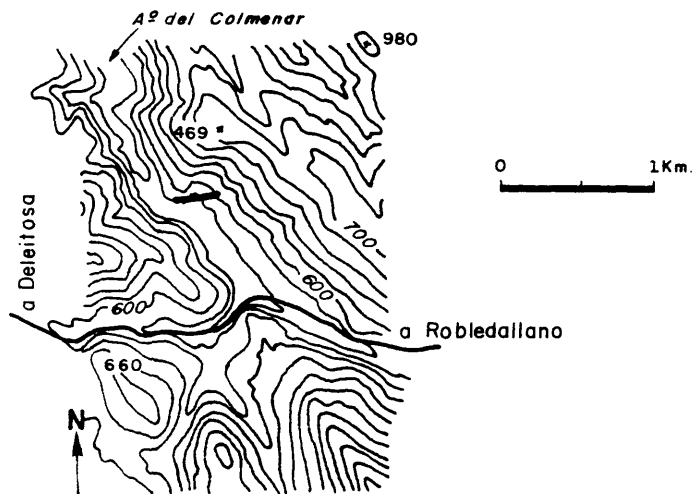
Base: Cubierto. Por debajo afloran lutitas verdes y grises masivas.

1. 10 m. Lutitas grises a gris blancuzco, masivas, con algunas intercala - ciones dolomíticas grises, masivas, hacia techo. Existen algunas zonas cubierta a muro y techo.
2. 4.5 m. Alternancia de dolomias grises en bancos centi a decimétricos - masivos o con láminas lutíticas paralelas, con bases y techos pla - nos; con una microalternancia centi a milimétrica de dolomias y luti - tas grises ambas masivas.
3. 1.45 m. Dolomias grises micro a macrocristalinas en bancos decimétri - cos masivos o con laminaciones paralelas tenues.
4. 2 m. Alternancias de dolomias grises masivas en bancos centimétricos - con base y techo plano; con lutitas grises masivas, en laminas milimé - tricas y capas centi a decimétricas. Dominan las dolomias.
5. 1 m. Dolomias grises con laminas micro a macrocristalinas de aspecto - brechoide con posibles fantasmas de clastos y laminas microcristali - nas que dan a la roca un aspecto masivo o con laminación paralela di -

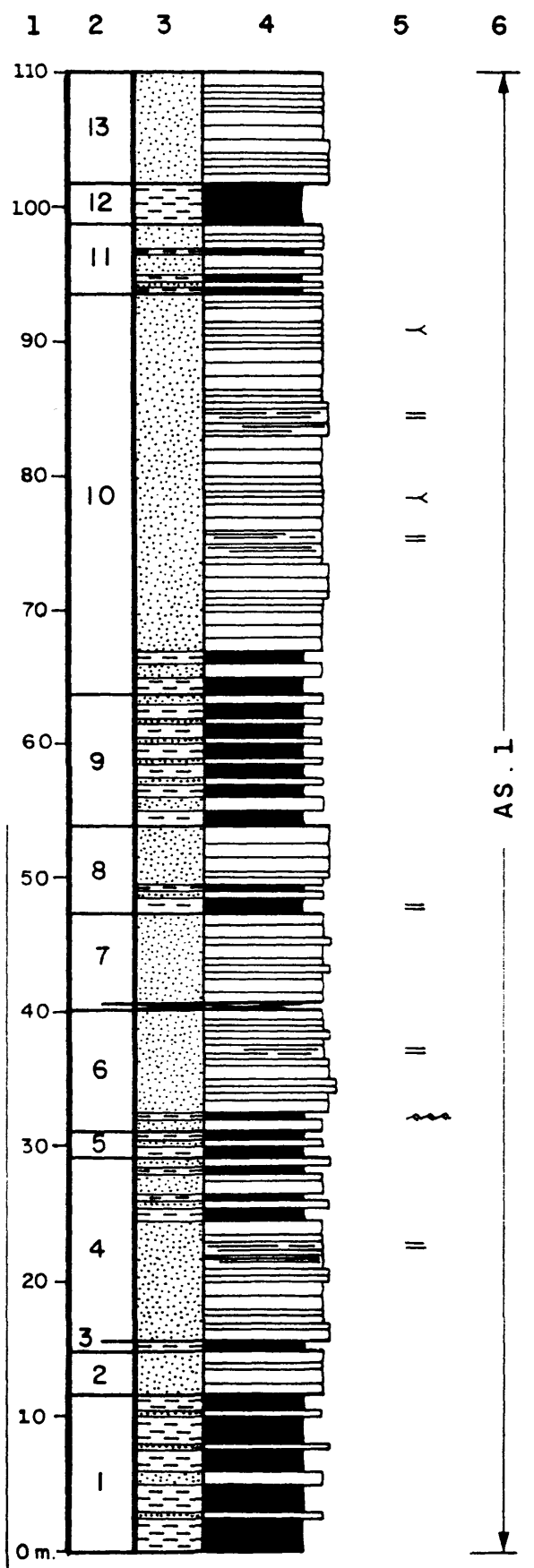
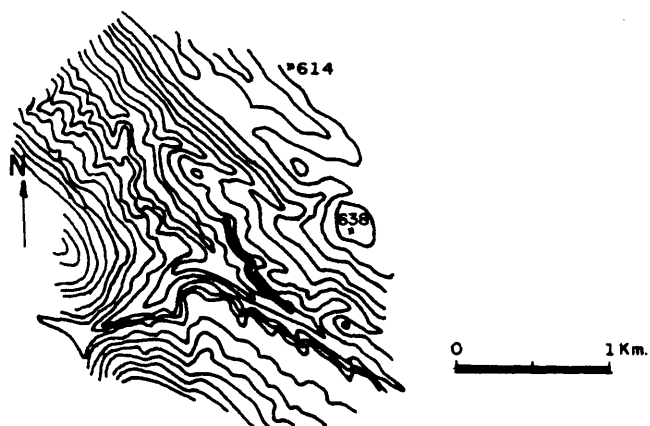
HOJA 681 CASTAÑAR DE IBOR



HOJA 680 ALDEACENTENERA



HOJA 652 JARAICEJO



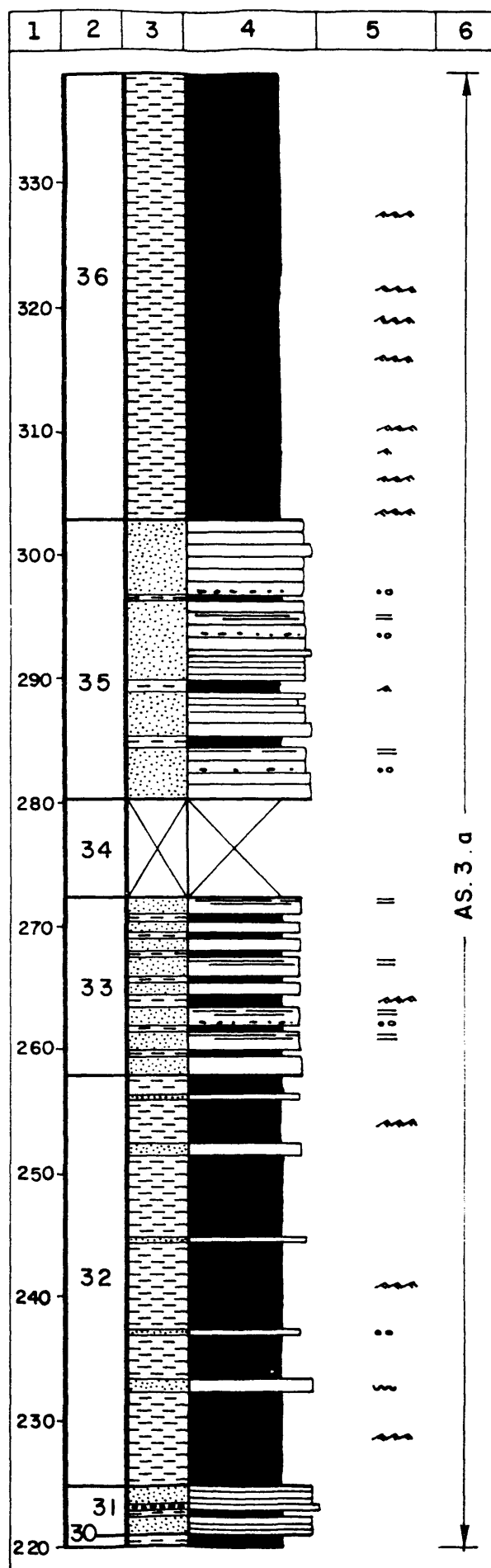
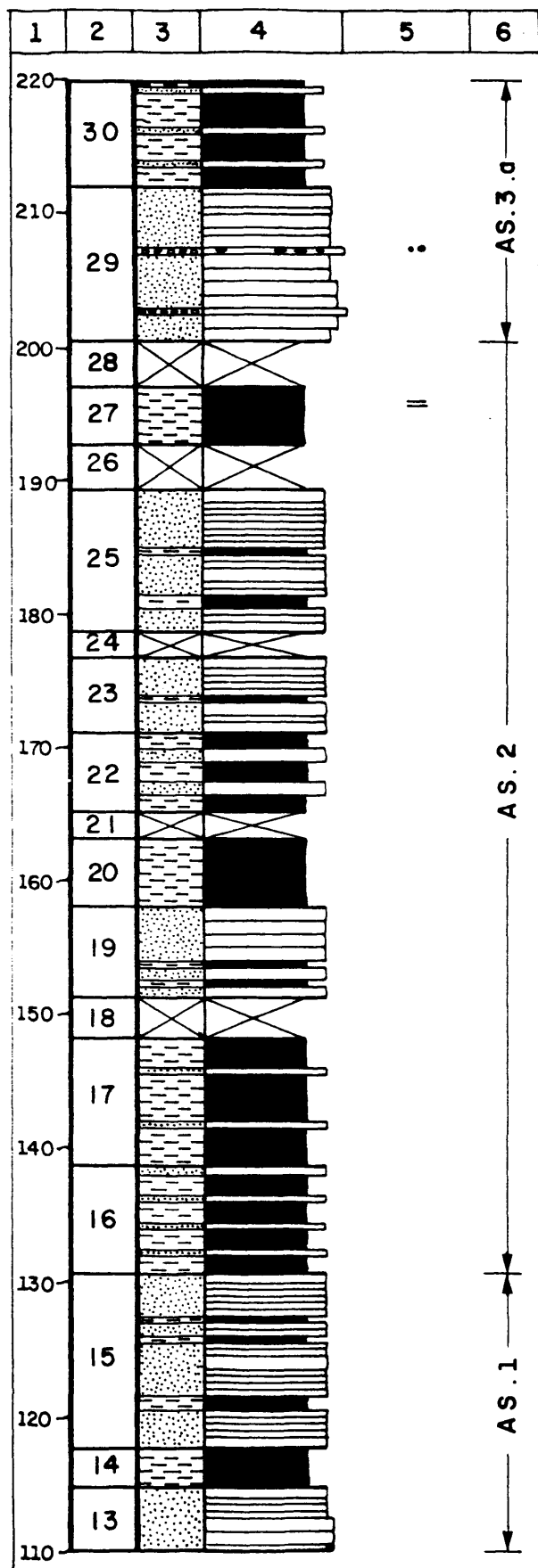


FIG.18 : COLUMN ROTURAS (Cont.)

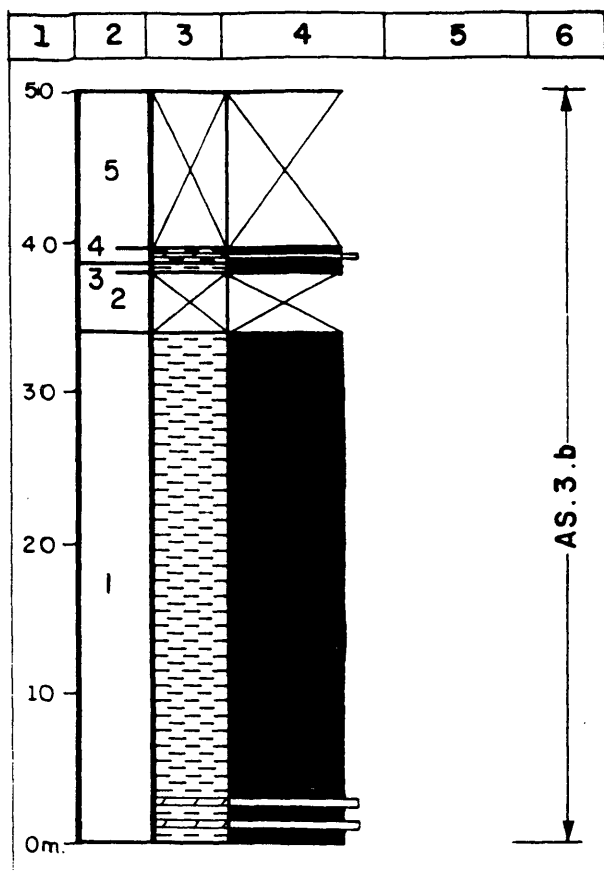


FIG. 19 : COLUMNA RIO ALMONTE

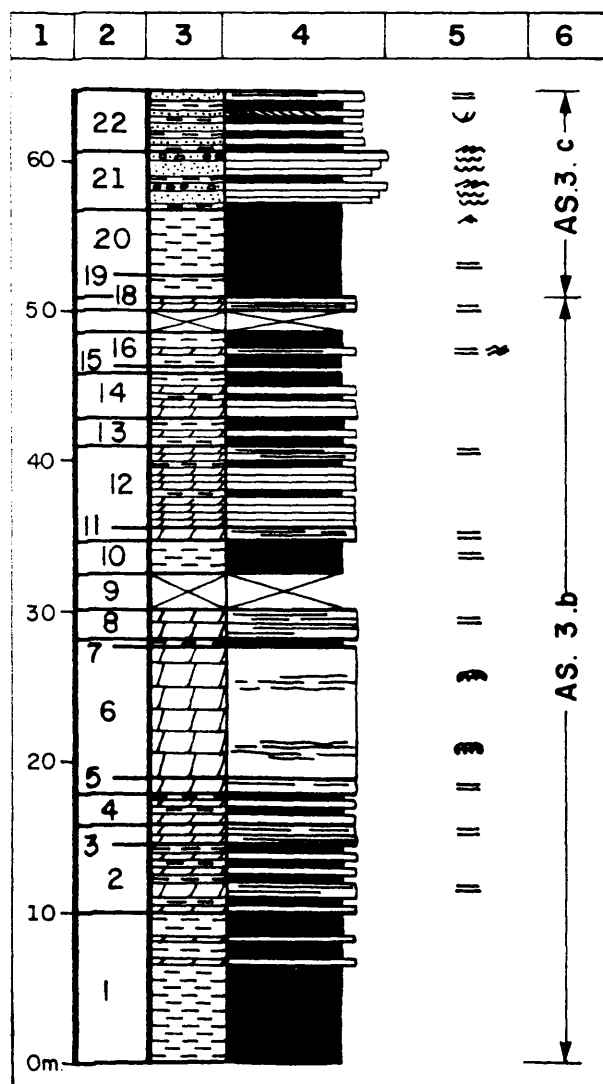


FIG. 20 : COLUMNA ARROYO DEL COLMENAR

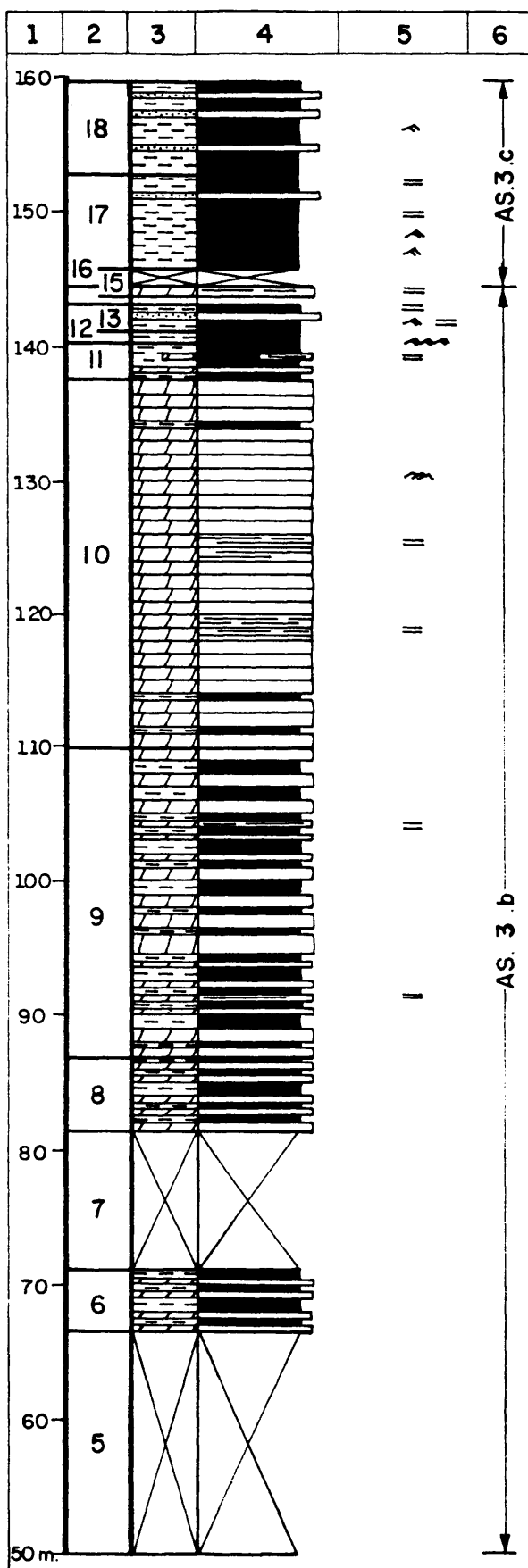


FIG. 19 : COLUMNA RIO ALMONTE (Cont.)

fusa y espaciada. A techo presentan intercalaciones laminares de lutitas grises y blanquecinas que le dan un aspecto de tramo blando.

6. 8.7 m. Dolomías grises masivas, aunque en superficie mas fresca se aprecian laminaciones paralelas planares irregulares.
7. 0.45 m. Alternancias centi a milimétricas de lutitas grises y dolomías grises masivas, con locales capas onduladas.
8. 2 m. Dolomías grises oscuras a gris claras con laminación paralela planar formada por alternancia de láminas micro y macrocristalinas. El tramo lo forman dos bancos separados por una zona cubierta.
9. 2.4 m. Cubierto.
10. 2.15 m. Lutitas grises a verdosas, masivas o con láminas blancas, alternan, sobre todo a techo con lutitas blancas con cemento dolomítico.
11. 0.85 m. Dolomías amarillentas, en cortes gris-marrón en un único banco. Localmente cubierto, con base y techo plano, presenta laminación paralela planar, irregular, espaciada.
12. 5.5 m. Dolomías grises y marrones en bancos centi a decimétricos con bases y techos planos, que localmente pueden ser irregulares y presentan, entonces un vago aspecto noduloso, son masivas, sobre todo a la base y con laminación paralela planar espaciada, a techo, marcada en ocasiones por láminas lutíticas grises. Presentan algunas intercalaciones centimétricas de lutitas grises y verdosas, masivas.
13. 2.35 m. Lutitas grises y verdes, masivas, localmente cubierto, con algún tramo dolomítico centimétrico, a techo milimétricas, masivas con bases y techos planos.
14. 3.1 m. Dolomías grises en niveles tabulares, centi raramente decimétricas, con lutitas grises intercaladas que son mas potentes a techo. Las dolomías presentan una tenue laminación paralela planar irregular, hacia muro, localmente marcada por láminas lutíticas.
15. 0.35 m. Cubierto.
16. 2.2 m. Lutitas grises, con alguna intercalación dolomítica gris oscura masiva o con laminación paralela, levemente ondulada, en capas centi a decimétricas (raras), que pueden contener pequeñas láminas lutíticas.
17. 1.5 m. Cubierto, muy localmente lutitas grises.
18. 0.8 m. Dolomías grises, masivas o con tenue laminaciones paralelas espaciadas. En bancos centimétricos tabulares, con intercalaciones, a techo, de lutitas grises masivas.
19. 1.6 m. Lutitas verdes y grises, masivas, muy alteradas. Su base está fuertemente tectonizada, pudiendo existir alguna fractura de pequeño salto.
20. 4.2 m. Lutitas verdes masivas, a la base presentan algunas laminaciones paralelas espaciadas.
21. 3.85 m. Grauvacas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas grises. Se presentan en capas decimétricas con bases y techos ondulados, masivas, parecen formar dos secuencias estrato y granodécientes (thickening y coarsening up) que a la base presentan lutitas grises con estratificación lenticular.
22. 4.2 m. Grauvacas grises de grano fino y lutitas gris verdosas, forman una alternancia milimétrica, con aspecto de laminación paralela o cruzada de surco, de pequeña escala.

Techo: Grauvacas grises con laminación paralela y lutitas grises y negruzcas intercaladas. Este tramo forma un pequeño sinclinal y posteriormente se repite parte de la serie estando invertida.

Columna Pista Higuera - Campillo (fig. 5, nº 10; fig. 21)

HOJA 652. Joralejo
Base: 5°37'00"W 39°41'31" N
Techo: 5°37'12"W 39°41'45" N

Se ha levantado en la pista de Higuera a Campillo de Delitosa, cruzando la Garganta de los Nogales, en las proximidades del cerro de las Bodegas, unos 5.5 Km. al SE de Higuera y 4 Km. al WSW de Campillo de Delitosa, fig. 17.

Base: Lutitas grises masivas, con piritas e intercalaciones mili a centimétricas de lutitas negras, masivas. Están muy tectonizadas.

1. 45 m. Lutitas grises, masivas, con locales laminaciones paralelas muy finas, que pueden quedar reducidas a lenticulas de tonos mas claros. Alternan con lutitas negras masivas, siendo dominantes las primeras. Es un tramo tectonizado y presenta intrusiones de diques de cuarzo, subparalelo a la estratificación.
2. 4.2 m. Alternancias mili a centimétricas, raramente decimétricas de grauvacas grises de grano medio a fino, bases planas o con pseudonodulos y estructuras de llama, techo plano y aspecto masivo; con lutitas grises o negras, masivas.
3. 3.25 m. Grauvacas grises de grano fino a medio en capas tabulares centi a decimétricas masivas o con abundante laminación paralela. Parecen formar secuencias estratodecipientes (thinning up).
4. 6.7 m. Lutitas grises y oscuras alternantes en niveles mili a centimétricos; con locales intercalaciones centi a decimétricos de grauvacas de grano fino, localmente medio, con piritas, bases y techos planos, masivas.
5. 7.8 m. Lutitas gris claras con locales pasadas milimétricas de grauvacas grises de grano fino, sobre todo a muro y a techo. Son tabulares, pero en ocasiones algunas laminas parecen cortarse suavemente, por lo que deben tener base erosiva, también pueden formar ripples de corriente de pequeña talla.
6. 2.3 m. Cubierto.
7. 2.55 m. Lutitas grises masivas con locales pasadas grauváquicas milimétricas.

8. 12.5 m. Grauvacas grises de grano fino a medio en niveles tabulares centimétricos masivos o con laminaciones paralelas a techo de algunos niveles. Se aprecian también, niveles de grano grueso con base erosiva y algun nivel de grano grueso a muy grueso, localmente microconglomerados con indentaciones a niveles lutíticos grises. Estos niveles alternan con lutitas grises, en capas centimétricas masivas. Los niveles grauváquicos pueden presentar también pequeños ripples, escapes de fluidos (estructuras en llama) y localmente pseudonodulos. Hacia techo dominan las lutitas grises con pasadas milimétricas grauváquicas masivas, lo que le da un aspecto al tramo de estrato y granodéciente (thinning y fining upward).
9. 14.35 m. Grauvacas de grano medio a fino grises, en capas centi a centimétricas, normalmente masivas o con laminaciones paralelas a techo de algunos bancos, con finas intercalaciones de lutitas grises masivas. A techo se pasa a una alternancia milimétrica de grauvacas y lutitas para dominar al final del tramo las lutitas con alguna pasada de grauvacas, formando una megasecuencia, estrato y granodéciente.
10. 16.1 m. Grauvacas grises de grano fino a medio, la base presenta los tramos grauváquicos con tamaño de grano algo mayor, siendo mas potentes los bancos que a techo, presentando intercalaciones lutíticas de cierta potencia. Se pasa a alternancia milimétrica de grauvacas grises y lutitas y rápidamente a lutitas grises con escasas pasadas de grauvacas que aparecen en niveles decimétricos con bases y techos planos, masivos. A techo presentan las lutitas cantos dispersos de cuarzo de hasta 2 cm. (nivel paraconglomerático). Su límite superior es transicional al tramo siguiente.
11. 9.45 m. Lutitas grises, masivas, a techo contiene cantos de cuarzo aislados y luego en niveles donde los cantos son mas abundantes pero de menor tamaño. Son fundamentalmente de cuarzo, aunque existen cantos de lutitas negras. Son en todos los casos niveles paraconglomeráticos.
12. 12.2 m. Lutitas grises masivas, con abundante presencia de niveles paraconglomerados, cuyos cantos son totalmente cuarcíticos.
13. 6.65 m. Cubiertos.
14. 55.65 m. Semicubierto por zonas o cubierto, afloran lutitas grises con niveles centi a decimétricos de grauvacas grises de grano fino a medio masivas, con bases y techos planos que le da un aspecto bandeado. Existen niveles en los que las lutitas grises presentan una alternancia milimétrica con lutitas negras. A techo dominan las lutitas grises con esporádicas pasadas grauváquicas masivas, de tamaño centimétrico.
15. 1.35 m. Conglomerados o microconglomerados fundamentalmente cuarcíticos, granosportados, masivos, con bases planas, suavemente erosivas. En la parte alta presentan estratificación flaser de lutitas oscuras. Pasa a grauvacas de grano medio a grueso con laminación paralela.
16. 0.45 m. Microconglomerados cuarcíticos, granosportados, base plana, masivo, a techo grauvacas de grano medio a grueso con laminación paralela. Presentan una tendencia granodéciente (fining upward).
17. 4.65 m. Grauvacas grises o rojizas de grano fino a medio, localmente grueso, el cual parece dominar a techo. Se presentan en capas centi a decimétricas tabulares, masivas o con locales laminaciones paralelas.
18. 13.7 m. Lutitas grises a negruzcas, masivas o con aspecto bandeado con grandes piritas.

Techo: Cubierto, mas arriba lutitas y grauvacas rojizas o grises masivas o con laminaciones paralelas. Los niveles grauváquicos pueden presentar ripples de corriente y estructuras en llama en su base y algunas posibles intercalaciones conglomeráticas.

Columna Navezuelas (I) (fig. 5, nº 11; fig. 23)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°26'25"W 39°30'20" N
Techo: 5°26'29"W 39°30'12" N

Se ha levantado a la largo de la pista que une Navezuelas y Cabañas del Castillo, la cual cruza la sierra de Ortiguella por el collado de las Carreras. Su base se situa unos 500 m. al SSW de Navezuelas, fig. 23a.

Base: Cubierta.

1. 21.7 m. Alternancia en tramos decimétricos a métricos de lutitas verdosas, masivas o con laminaciones paralelas; con grauvacas ocre-verdosas, masivas, no se aprecian bien los límites de las capas, los que se ven son plano-tubulares. Es un tramo tectonizado.
2. 10.6 m. Lutitas verdes a grises, masivas, con numerosos diques de cuarzo, es un tramo tectonizado, sobre todo a techo.
3. 2 m. Grauvacas verdosas de grano fino a medio, en capas tabulares centi a decimétricas, masivas.
4. 13.5 m. Cubierto, localmente a la base afloran lutitas verdosas masivas con grauvacas de grano fino verdes, masivas.
5. 1.15 m. Lutitas negruzcas a verde oscuras alteradas con tonos rojizos y amarillos, son masivas.
6. 11.4 m. Grauvacas gris verdosas de grano fino a medio, masivas en tramos decimétricos, raramente centimétricas (mas comunes a techo); con pequeñas intercalaciones lutíticas que hacia techo aumentan de espesor hasta ser dominantes en la parte mas alta del tramo. Son lutitas negruzcas alteradas a tonos amarillos-rojizos y rojizas.
7. 5 m. Lutitas negruzcas, alteradas a tonos amarillos-rojizos y blancos con intercalaciones de grauvacas verdosas de grano fino a medio, masivas en tramos centi a decimétricos.
8. 2 m. Lutitas negras con estratificación lenticular, las lenticulas son grauvacas de grano fino a medio masivas o con laminación paralela muy fina estando muy aplanadas.
9. 1.95 m. Grauvacas de grano grueso ocre-verdosas, masivas, que pasan a lutitas negras masivas y estas a grauvacas y lutitas grises con cantos, fundamentalmente cuarcíticos, que presentan aspectos de paraconglomerado con matriz lutítica y finalmente a unas grauvacas de grano grueso a

muy grueso, también con cantos fundamentalmente cuarcíticos, existen también en ambos casos fragmentos de rocas, entre ellos liditas. El tramo lo componen dos secuencias de este tipo, granocrecientes, siendo la primera algo más compleja que la segunda. Debido a la fuerte esquistosidad no se aprecian claramente los límites de las capas, aunque no son muy erosivas en ningún caso. Los clastos de los niveles conglomeráticos presentan todos la misma orientación, posiblemente por causas tectónicas, acentuadas por la existencia de posibles colas de presión.

10. 0.55 m. Lutitas negras masivas con intercalaciones de grauvacas de grano grueso y sobre todo de lutitas y grauvacas grises con cantos fundamentalmente cuarcítica.
11. 2.95 m. Lutitas grises a negruzcas, masivas o con laminación paralela muy fina, presentan niveles milimétricos localmente centimétricos de grauvacas de grano medio a fino, rojizas, masivas.
12. 3.45 m. Conglomerados cuarcíticos que pasan lateralmente a grauvacas de grano medio a grueso con cantos, presenta locales intercalaciones de lutitas negras. Los clastos están totalmente microfracturados y en general las capas están algo tectonizadas, con algunos diques de cuarzo, lo que impide ver con claridad sus límites.
13. 2.8 m. Lutitas negruzcas o grises, masivas o con laminación paralela muy fina. A techo presenta intercalaciones tabulares de grauvacas de grano medio a grueso, verdosas, masivas.
14. 0.95 m. Conglomerados cuarcíticos, masivos en un tramo con base y techo ondulado posiblemente abudinado. Hacia techo presenta mas matriz grauváquica.
15. 1.3 m. Lutitas grises masivas, con un dique de cuarzo.
16. 4.75 m. Grauvacas verdes de grano medio que aumenta hacia techo, también aumenta su contenido en cantos. Acaba con un tramo de conglomerados cuarcíticos, masivos. Su techo es muy irregular y se indenta con el tramo superior.
17. 0.9 m. Lutitas grises con cristales de pirita, masivas o con laminación paralela muy fina, presenta algunos diques de cuarzo.
18. 28.2 m. Grauvacas grises de grano fino a grueso no se aprecian capas, puede llegar a ser microconglomeráticas, presentan intercalaciones centí a decimétricas de lutitas verde a oscuras, masivas, tanto hacia la base como hacia techo, en estos casos los límites de las capas grauváquicas son blancos. Está tectonizado con numerosos diques de cuarzo y una crenulación de desarrollo local.
19. 4.7 m. Lutitas gris verdosas totalmente tectonizadas, su base es una fractura.
20. 4.44 m. Lutitas grises, masivas o con laminación paralela muy fina.
21. 0.9 m. Lutitas con aspecto milonitizado. Fractura.
22. 5.7 m. Alternancias de niveles decimétricos de lutitas grises a gris oscuras, masivas o con locales láminas paralelas negras; con tramos centí a decimétricos de grauvacas grises a verdosas de grano fino, con bases y techos planos, masivas. Localmente está algo cubierto.
23. 5.3 m. Grauvacas de grano fino, localmente muy grueso a microconglomeráticas, grises y verdosas, masivas, en niveles centí a decimétricos, en ocasiones métricas con límites ondulados. Esporádicamente alguna capa fina se acuña y hacia techo del tramo se aprecian laminaciones paralelas que pueden llegar a ser cruzadas planares de bajo ángulo.
24. 8.65 m. Lutitas grises, masivas, a techo muy tectonizadas.
25. 1.55 m. Grauvacas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas, gris oscuras, masivas o con laminaciones paralelas planares esporádicamente cruzadas de bajo ángulo en capas centí a decimétricas con bases y techos planos, con raros flasers a techo de algunas capas. Parecen organizarse como una secuencia estratocreciente. (thickening up).
26. 1.15 m. Grauvacas grises de grano fino, masivas aunque esporádicamente parecen apreciarse laminaciones paralelas. Presentan una esquistosidad bien desarrollada, no apreciándose bien la estratificación. Pasa transicionalmente al tramo superior.
27. 25.5 m. Lutitas grises a la base, hacia techo verdes o negras. Las grises son masivas o presentan láminas paralelas milimétricas de grauvacas grises como las del tramo inferior, con bases y techos planos. A techo son normalmente masiva aunque puede existir una laminación paralela.
28. 0.65 m. Grauvacas grano medio, verdes, masivas en capas centí a decimétricas con base y techo plano, con tendencia estratocreciente (thickening up).
29. 3.45 m. Lutitas negras o verdes oscuras, masivas o con laminación paralela por alternancias milimétricas con láminas grauváquicas de grano fino verdes, masivas. Contiene algunos tramos centimétricos de grauvacas verdosas masivas, con bases y techos planos localmente ondulados (posiblemente tectónico), en ocasiones pueden ser lenticulares estos niveles.
30. 4.05 m. Lutitas verdes o negras masivas o laminadas entre sí.
31. 0.75 m. Grauvacas verdosas de grano fino a medio, en niveles centí a decimétricos (raros), con bases y techos planos. Son masivas, a techo presentan intercalaciones centimétricas de lutitas verde oscuras a negras, que le dan un aspecto estrato y granodecreciente (thinning y fining up).
32. 0.9 m. Lutitas verdes oscuras a negras, masivas o con laminación paralela. A muro contienen algún tramo milimétrico de grauvacas verdosas, masivas.

ho: Cubierta.

Columna Navezuelas (II) (fig. 5, nº 12; fig. 24)

HQJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 5°26'48"W 39°30'22" N

Techo: 5°26'55"W 39°30'25" N

Se ha levantado a lo largo de la pista Navezuelas-Cabañas del Castillo, al SE del Collado de las Carretas, en las proximidades del paraje denominado "Cuesta Alta", 1 Km. al SW de Navezuelas, fig. 22b.

Base: Cubierta.

1. 9.9 m. Microconglomerados cuarcíticos predominantemente y grauvacas de grano medio a grueso en niveles decimétricos a métricos que presentan bases y techos planos, pudiéndose acuñar lateralmente algún nivel. Son masivas o con laminaciones paralelas, normalmente por acumulación de clastos de mayor tamaño en láminas.
2. 0.5 m. Cubierto.
3. 1.4 m. Microconglomerados cuarcíticos y grauvacas de grano medio a grueso con bases y techos planos, masivos o con laminación paralela, a veces se parecían laminaciones cruzadas planares.
4. 2 m. Microconglomerados cuarcíticos y grauvacas de grano medio a grueso en capas centí a decimétricas, masivas. Su base está cubierta.
5. 2.55 m. Cubierto, localmente afloran grauvacas gris claras de grano fino en niveles centimétricos con base plana y techo plano masivos.
6. 4 m. Microconglomerados y grauvacas de grano medio a grueso en capas decimétricas a métricas con bases y techos planos con laminación paralela dominante. A techo un nivel de grauvacas verdosas de grano muy fino, masivas.
7. 6.6 m. Alternancias de tramos grauváquicos gris claros de grano grueso masivos, en niveles centimétricos tabulares con grauvacas verdosas de grano fino a muy fino, masivas, en capas centimétricas con bases y techos planos, son los materiales dominantes del tramo.
8. 4.8 m. Grauvacas de grano fino ocre-rojizas a verdosas, masivas, con finas intercalaciones de grauvacas de grano medio grises claras, masivas en niveles centimétricos con bases y techo planos. A techo contiene algunas intercalaciones de lutitas ocre-amarillentas, masivas.
9. 1.5 m. Lutitas ocre-amarillentas rojizas con laminación paralela.
10. 6.95 m. Alternancias de lutitas ocre-amarillentas a rojizas con laminación paralela y grauvacas de grano fino y medio-grueso, ocre-rojizas a verdosas, masivas con dominio de las primeras.
11. 1.9 m. Lutitas ocre-amarillentas masivas. A muro presenta una intercalación decimétrica de grauvacas verdosas de grano fino a medio con base y techo plano, masiva.
12. 1.1 m. Grauvacas grises y gris verdosas de grano medio a grueso en niveles tabulares centí a decimétricos (raros), algunos niveles se acuñan lateralmente. Son masivos o con laminaciones paralelas.
13. 2 m. Grauvacas de grano muy fino, verdes, masivas, en niveles centimétricos con base y techos planos; alternan con lutitas ocre-amarillentas masivas.
14. 2.35 m. Cubierto.
15. 1.65 m. Lutitas ocre-verdosas con laminaciones paralelas. A muro presenta una intercalación grauváquica de grano fino verdosa, masiva, que está semicubierta y no se aprecian bien sus límites.
16. 6.2 m. Grauvacas de grano fino a medio, marrones y ocre, alternando en capas tabulares centí a decimétricas, masivas o con laminación paralela.
17. 1.1 m. Lutitas grises y ocre con laminación paralela milimétrica que les da un aspecto bandeado.
18. 6.7 m. Grauvacas grano fino a medio, marrones y blanco marrónáceos alternando en niveles centimétricos, masivas o con laminación paralela frecuente. Contiene intercalaciones de tramos grauváquicos alterados con aspecto noduloso. Cuando se organizan parecen formar secuencias grano y estratodecrecientes (thinning y fining upward).
19. 1.8 m. Lutitas grises y ocre con aspecto bandeado debido a la existencia de una laminación paralela.
20. 10.6 m. Grauvacas de grano fino a medio marrónáceas en capas decimétricas tabulares, alguna de las cuales se acuña lateralmente. Se observa laminación paralela planar y laminación cruzada planar.
21. 2.2 m. Cubiertos.
22. 3.15 m. Lutitas grises y ocre con laminación paralela planar.
23. 1.95 m. Grauvacas de grano medio, localmente grueso, negras o blanco negruzcas, en tramos centí a decimétricos con bases y techos planos, masivos.
24. 0.45 m. Lutitas grises y ocre con laminación paralela planar que les da aspecto bandeado.
25. 0.65 m. Grauvacas de grano grueso, localmente microconglomeráticas blanquecinas en dos tramos decimétricos, separada por uno centimétrico masivos, con bases y techos planos.
26. 3.4 m. Lutitas con laminación paralela, que pasan a alternancias de lutitas y grauvacas de grano fino a medio, grises en niveles tabulares masivos, que dominan hacia techo, pasando al tramo siguiente. Forman una secuencia grano y estratocreciente (thickening y coarsening upward).
27. 2.4 m. Grauvacas grises a techo niveles marrones de grano grueso, localmente medio, en tramos decimétricos tabulares, masivos que pueden organizarse en secuencias granodecrecientes (fining up). Lateralmente el tramo está fracturado, repitiéndose hacia arriba parte del tramo 26 y 27.

Techo: Cubierto.

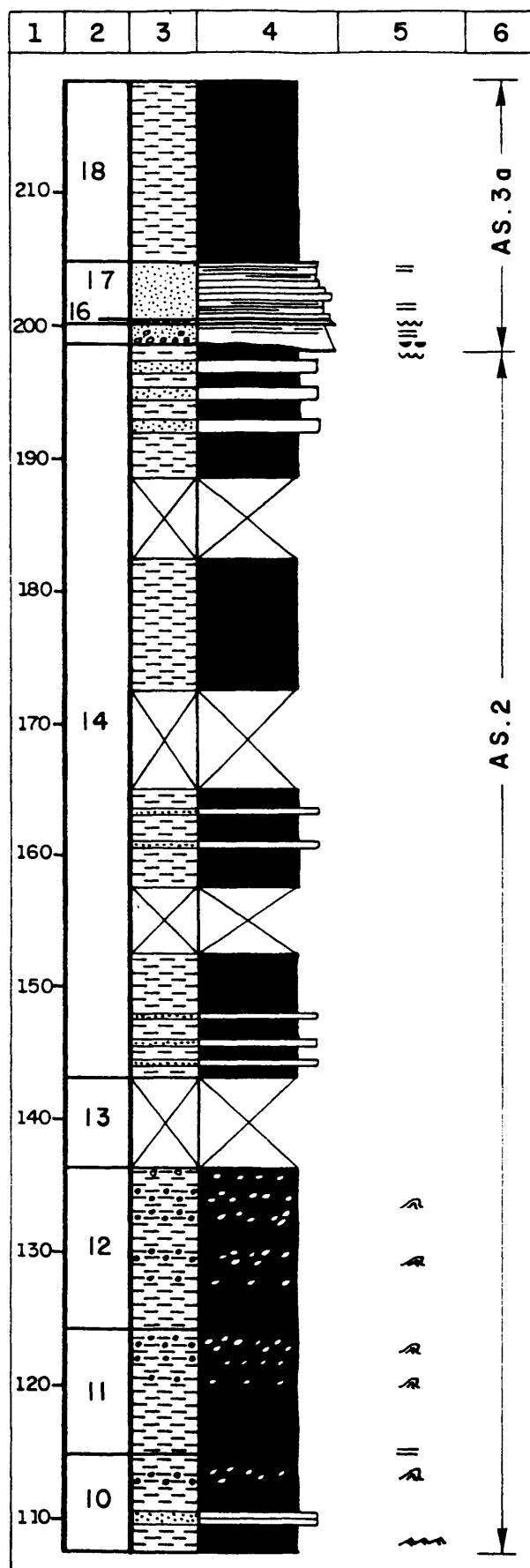
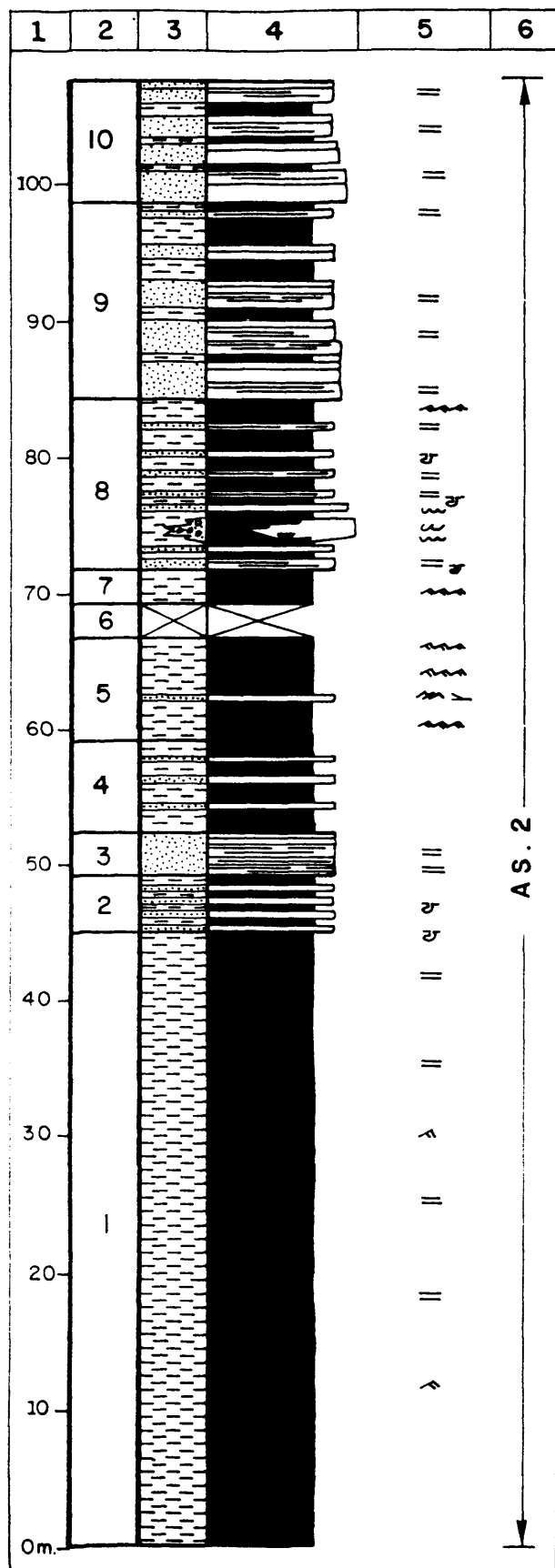


FIGURA 21 : COLUMNA PISTA HIGUERA-CAMPILLO

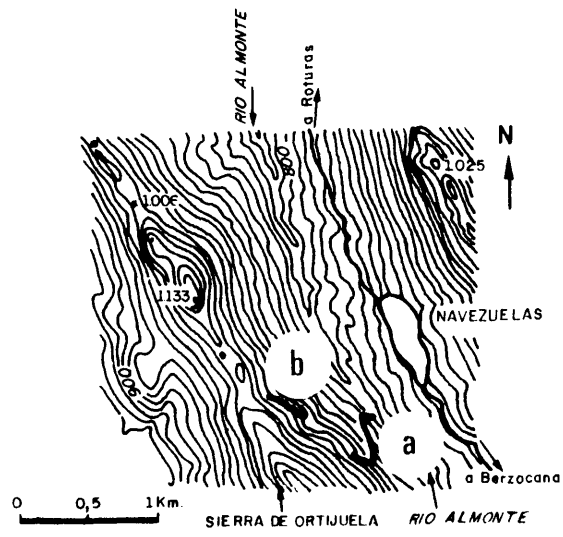


FIG. 22 A - COLUMNA NAVEZUELAS I
B - " " " NAVEZUELAS II

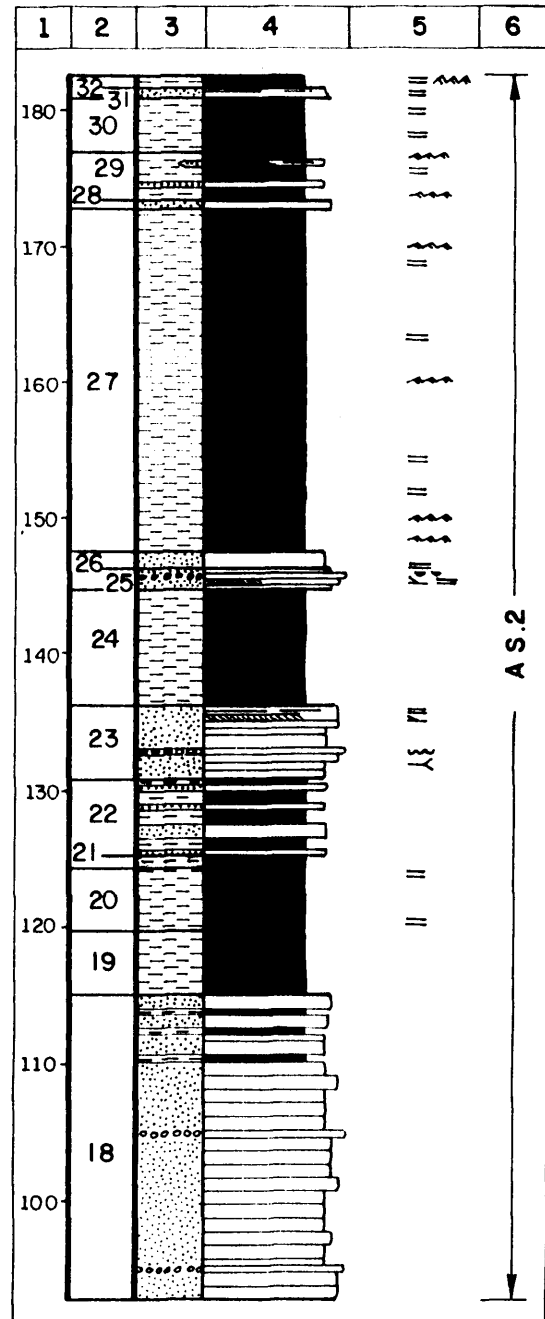
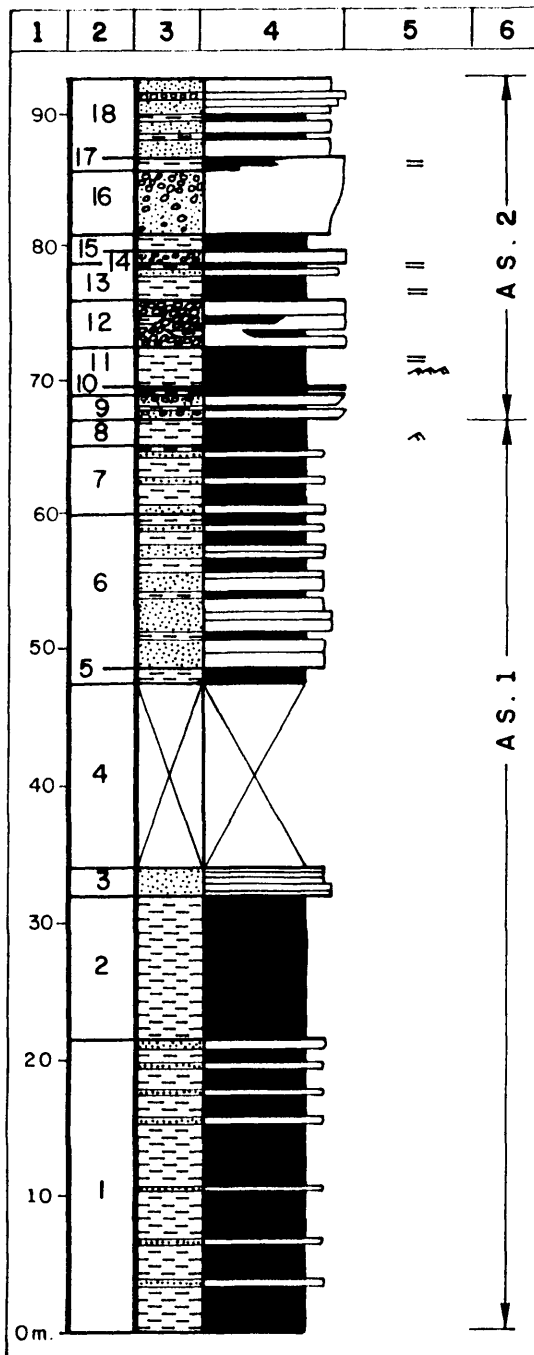


FIGURA 23 : COLUMNA NAVEZUELAS I

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°41'37"W 39°46'32" N
Techo: 5°41'41"W 39°46'51" N

Se ha levantado en varias secciones, principalmente a lo largo del Arroyo Arrogato, al sur del río Tajo y en los alrededores del puente de Almaraz, en ambos márgenes del río Tajo. Su parte alta, se ha realizado en la antigua carretera Nacional V, abandonada, fig. 26.

Base: Alternancias mili a centimétricas de grauvacas y lutitas, mas abajo lutitas masivas, lateralmente con esporádicos niveles tabulares de conglomerados.

1. 11.5 m. Grauvacas de grano fino a medio, masivas o con laminación paralela, esta laminación, a techo, está formada por láminas milimétricas de lutitas negras, hacia arriba pasan a lutitas negras masivas en niveles milimétricos. Ambas litologías forman una serie de secuencias de granulometría decreciente de tamaño milimétrico con bases planas, netas y techos planos.
2. 1.9 m. Alternancias milimétricas de grauvacas grises de grano fino a medio grueso, en la base y lutitas oscuras, las grauvacas presentan laminación paralela o estructuras completamente desorganizadas por fluidificación de la capa. Forman una serie de secuencias milimétricas granoderecientes. Todo el tramo corta oblicuamente al tramo infrayacente, con una superficie plana y neta "slump scar".
3. 10 m. Alternancias milimétricas de grauvacas grises de grano fino a medio, que en la base presentan clastos de hasta 10 mm. en capas con aspecto fluidificado, contienen también cantos blandos con una longitud máxima de 6 cm. orientados paralelamente a la base, la laminación paralela, es localmente ondulada y además hacia techo presentan laminación cruzada con tendencia sigmoidal por alternancias de láminas de grauvaca y lutita, y estratificación lenticular, con lenticulas de base plana y techo convexo; con lutitas oscuras masivas. El tramo contiene alguna intercalación decimétrica de grauvacas marrones, masivas, con bases y techos planos y netos. Todo el tramo es erosivo sobre el anterior según una superficie plana y neta "slump scar" a la que son paralelas las láminas suprayacentes. Los materiales forman secuencias milimétricas granoderecientes.
4. 3.65 m. Grauvacas de grano fino a medio, que hacia techo pueden presentar en la base de las capas niveles microconglomeráticos lenticulares con cantos blandos y aspecto fluidificado; alternan milimétricamente con lutitas oscuras con laminación paralela que se adapta a los niveles gruesos, localmente pueden presentar estratificación flaser de lutitas negras discontinuas, forman secuencias de granulometría decreciente. Los niveles grauváquicos son dominantes hacia la base.
5. 27 m. Alternancias mili a centimétricas de grauvacas y lutitas, el tramo comienza con un nivel microconglomerático pardo-marrón, con base erosiva con cantos blandos, presenta numerosas venas de cuarzo que enmascaran su estructura interna, su techo es plano, el nivel se acuña lateralmente hasta desaparecer. El resto del tramo esta formado por grauvacas de grano fino a grueso situados a la base de una macrosecuencia granodereciente que pasa a una zona acintada compuesta por secuencias grauvacas de grano fino - lutita, las primeras suelen presentar bases planas, erosivas y granoclasiificación positiva, las lutitas que pueden ser limolitas suelen ser masivas o presentar laminación paralela. Hacia techo dominan los tramos lutíticos gris oscuros con laminación paralela y pasadas milimétricas grauváquicas ocasionales. Los niveles basales grauváquicos presentan intercalaciones con formas irregulares de grauvacas de grano grueso a microconglomerados cuaríticos en niveles lenticulares discontinuos con base erosiva y aspecto fluidificado pasando gradualmente a la matriz areniscas que los contiene.
6. 17.5 m. Lutitas azuladas en corte gris oscuro a negro, masivas o con laminación paralela muy fina grauváquica. La base del tramo se sitúa en un nivel decimétrico de grauvacas ocre-rosaceo masivo, con base y techos planos y netos.
7. 22.5 m. Localmente cubierto o semicubierto. Los afloramientos que aparecen son lutitas azuladas masivas.
8. 17.5 m. Lutitas azuladas masivas o con laminación paralela grauváquica milimétrica, muy local.
9. 13.1 m. Alternancias milimétricas de grauvacas y lutitas. Su base se sitúa donde aparecen las primeras capas grauváquicas, las cuales presentan bases y techos planos, aunque localmente las bases sean erosivas. Hacia techo dejan de dominar los tramos lutíticos siendo mas abundantes y potentes los tramos grauváquicos con tendencias estratocreciente (thickening up). Las lutitas son gris oscuras a negras, presentando localmente intercalaciones milimétricas de lutitas grauváquicas. Los niveles grauváquicos pueden presentar laminación paralela, a veces sigmoidal por intercalaciones de láminas limolíticas; en ocasiones toda la capa presenta aspecto fluidificado y algunas se acunian lateralmente.
10. 3 m. Alternancias de grauvacas, localmente microconglomerados cuaríticos con grauvacas y lutitas. Las primeras presentan base plana, erosiva con locales surcos, su techo es plano u ondulado, normalmente presentan numerosas venas de cuarzo, lo que les da un aspecto masivo, aunque a techo se aprecian laminaciones paralelas marcadas por láminas de lutitas negras que adaptan a la morfología de los gruesos; su morfología general es lenticular, desapareciendo lateralmente. Los niveles grauváquicos son de grano fino a medio y junto con las lutitas presentan laminaciones paralelas o son masivas.
11. 1.2 m. Semicubierto, lateralmente está formada por grauvacas y lutitas con laminación paralela o masivas.
12. 4.8 m. Lutitas finas oscuras, masivas, presentan una esquistosidad intensa. Contiene dos intercalaciones de grano mas grueso. La primera está formada por dos niveles centimétricos de grauvacas de grano grueso a microconglomeráticas con bases erosiva o plana, erosiva y techo planos a ondulados masivos, los cuales se acunian lateralmente. La segunda intercalación está formada por dos niveles tabulares de grauvacas de grano fino a medio, masivos.
13. 3.3 m. Cubierto, lateralmente afloran lutitas finas oscuras.
14. 4.8 m. Alternancias de lutitas y dolomías marrones, las dolomías son microcristalinas con escasos terrígenos, presentan bases y techos planos, son masivas. Las capas dolomíticas comienzan siendo centimétricas para posteriormente hacerse decimétricas, tendencia estratocreciente (thickening up), hasta llegar a un nivel de 10 cm. para continuar con

alternancias centimétricas microcristalinas sin terrígenos, masivas, de aspecto orgánico, mientras que las primeras podrían tener un origen tractivo.

15. 3.9 m. Lutitas finas oscuras, masivas, localmente laminadas con láminas de lutitas grauváquicas.
16. 5.2 m. Alternancias deci a centimétricas de dolomías y lutitas oscuras. Las dolomías son de dos tipos: dolomías marrón-rojizas criptocristalinas en capas centi raramente decimétricas, masivas o con laminación paralela regular y continua, localmente onduladas dando morfología de ripples, las capas presentan base plana y techo plano u ondulado, siendo esporádicamente lenticulares; y dolomías claras a gris azuladas, en corte, masivas o con algunas laminaciones menos continuas y mas irregulares, micro a mesocristalinas con aspecto de tener origen orgánico.
17. 1.35 m. Lutitas finas oscuras, masivas o con laminaciones paralelas milimétricas por alternancia de láminas de limolitas cuarzo-micaceas. Presentan intercalaciones centi a milimétricas de dolomías marrón-rojizas lenticulares y sin gran continuidad lateral.
18. 1.85 m. Dolomías micro a macrocristalinas en capas centi a decimétricas masivas o con tenues laminaciones paralelas irregulares. Con posible porosidad fenestral, los límites de las capas son generalmente ondulados. Presentan esporádicas intercalaciones de lutitas oscuras con locales formas lenticulares, adaptándose a la morfología de las capas dolomíticas. A techo presenta intercalaciones de dolomías marrón-rojizas masivas que también se adaptan a la morfología de los niveles dolomíticos dominantes.
19. 5.7 m. Lutitas finas oscuras con intercalaciones dolomíticas deci a centimétricas con tendencia estratodecreciente, hasta desaparecer. Las lutitas son masivas o presentan laminación paralela (láminas milimétricas de limolitas cuaríticas). Las dolomías son masivas en los tramos mas finos, pero los mas potentes presentan laminaciones paralelas irregulares de aspecto orgánico, con bases planas localmente onduladas y techos ondulados, pudiendo existir dolomías lenticulares con base plana y techo ondulado (ripples) de origen tractivo.
20. 6.6 m. Lutitas muy finas oscuras, localmente grauváquicas con laminación paralela o masivas. Su base es transicional con el nivel anterior.
21. 6.8 m. Lutitas muy finas oscuras con laminación paralela o masivas, a techo presenta intercalaciones milimétricas de grauvacas de grano fino masivas con base y techo plano.
22. 2.45 m. Alternancias de dolomías rosaceas y grises con lutitas finas oscuras. Las dolomías son micro a macrocristalinas, masivas, con bases y techos planos o bien son microcristalinas con cuarzo disperso, con botinas rojizas, presentan laminación paralela planar con bases y techos suavemente ondulados, pudiendo presentar formas lenticulares.
23. 38 m. Lutitas oscuras, con locales láminas de lutitas grauváquicas, aunque predominantemente son masivas. Contiene intercalaciones lenticulares de grauvacas con cemento dolomítico que presentan laminaciones cruzadas de surco. A techo contiene intercalaciones grauváquicas en lenticulas (estratificación lenticular), muy finas o en niveles tabulares centimétricos. También contiene dos intercalaciones dolomíticas, la primera son dolomías rojizas en niveles tabulares o lenticulares centimétricas, la segunda es una intercalación tabular de 30 cm. de potencia máxima, que se acuña lateralmente hasta desaparecer de dolomías micro a macrocristalinas con cuarzo disperso con base plana y techo ondulado, masivo.
24. 35.05 m. Lutitas muy finas oscuras, con intercalaciones milimétricas de grauvacas de grano fino, masivas con base plana, que puede ser erosiva y techo plano. A techo dominan los tramos grauváquicos de grano fino, localmente medio con laminaciones paralela o cruzadas de muy bajo ángulo, con bases planas localmente erosivas y techos planos con pasadas milimétricas de lutitas negras. Esporádicamente se organizan como secuencias de granulometría decreciente (fining up).
25. 0.35 m. Microconglomerado cuarítico, masivo, base curva erosiva y techo plano neto. Lateralmente aumentan de potencia, hasta unos 5 m. con aspecto masivo e intercalaciones de grauvacas y lutitas de poco espesor.
26. 4.8 m. Grauvacas de grano fino a medio. Donde los materiales se organizan como secuencias estratodecrecientes y de granulometría decreciente (thinning y fining up). Con grauvacas masivas de base plana, algo erosivas con estratificación flaser que pasan a techo a niveles tabulares mili a centimétricos rodeados por lutitas grauváquicas oscuras, las cuales son dominantes a techo donde presentan esporádicas pasadas lenticulares de lutitas negras de grano fino a muy fino.
27. 1.55 m. Alternancia de grauvacas de grano muy fino y lutitas grauváquicas. Las primeras presentan base plana, que puede ser erosiva y techos planos; con laminación paralela o masivas. Las lutitas son masivas o presentan laminaciones paralelas.
28. 5.8 m. Lutitas a lutitas grauváquicas grises con laminación paralela, con esporádicas pasadas mili a centimétricas de lutitas negras muy finas, que pueden ser lenticulares. A lo largo de todo el tramo presentan intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino masivas, con bases planas poco o nada erosivas y techos planos.
29. 6.5 m. Grauvacas de grano fino a medio masivas a la base, que es plana y erosiva, y con laminaciones cruzadas de muy bajo ángulo a techo, estas pasan a lutitas y lutitas grauváquicas con laminación paralela y finalmente a láminas o lenticulas (por la erosión del tramo suprayacente); de lutitas negras de grano muy fino. A techo existen locales alternancias centimétricas de grauvacas de grano grueso a muy grueso y lutitas grises, ambas masivas, con bases y techos planos, forman secuencias estrato y granoderecientes.
30. 1.9 m. Microconglomerados cuaríticos masivos en capas con bases erosiva a plana poco o nada erosiva, techos planos. Forman secuencias de granulometría decreciente, acabando con grauvacas de grano medio a grueso. Presenta una tendencia estratocreciente (thickening up). Lateralmente presentan mayor potencia.
31. 12 m. Lutitas y lutitas grauváquicas grises con laminación paralela formando un subtramo basal de 7 m. El resto del tramo lo componen secuencias grano y estratodecrecientes (thinning y fining up) formadas por grauvacas de grano grueso a medio masivas, que pasan a grauvacas de grano fino a muy fino con estratificación flaser y laminación cruzada de bajo ángulo, para acabar con láminas lutíticas milimétricas masivas o con finas laminación grauváquica. La base de la secuencia es plana pudiendo ser erosiva, el techo es plano.

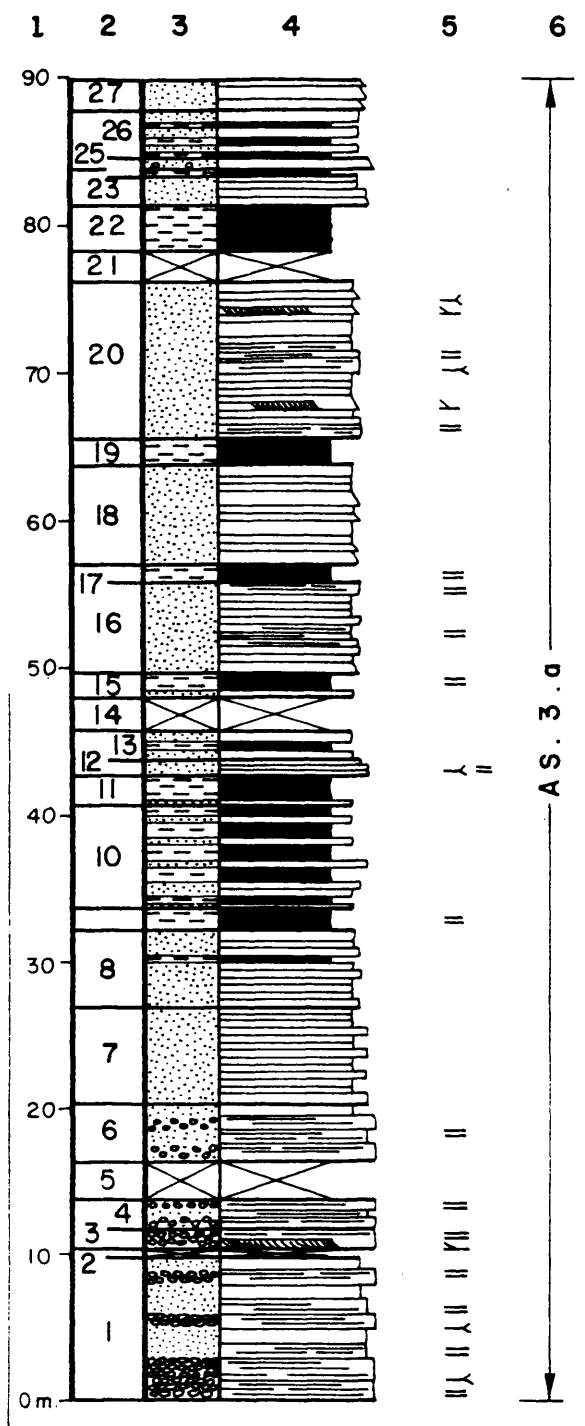


FIGURA 24 : COLUMNA NAVEZUELAS-II

HOJA 652 JARAICEJO

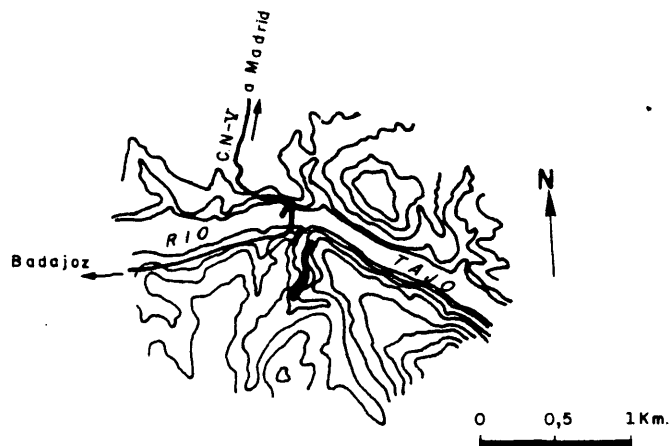


FIG. 26 : COLUMNA DEL PUENTE DE ALMARAZ

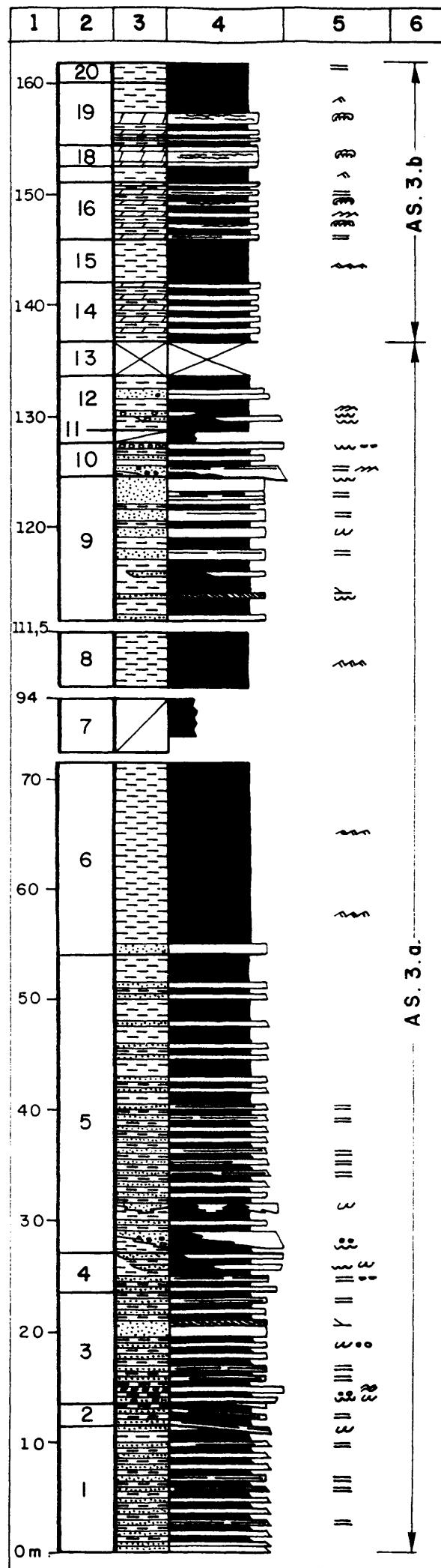


FIGURA 25 : COLUMNA PUENTE DE ALMARAZ

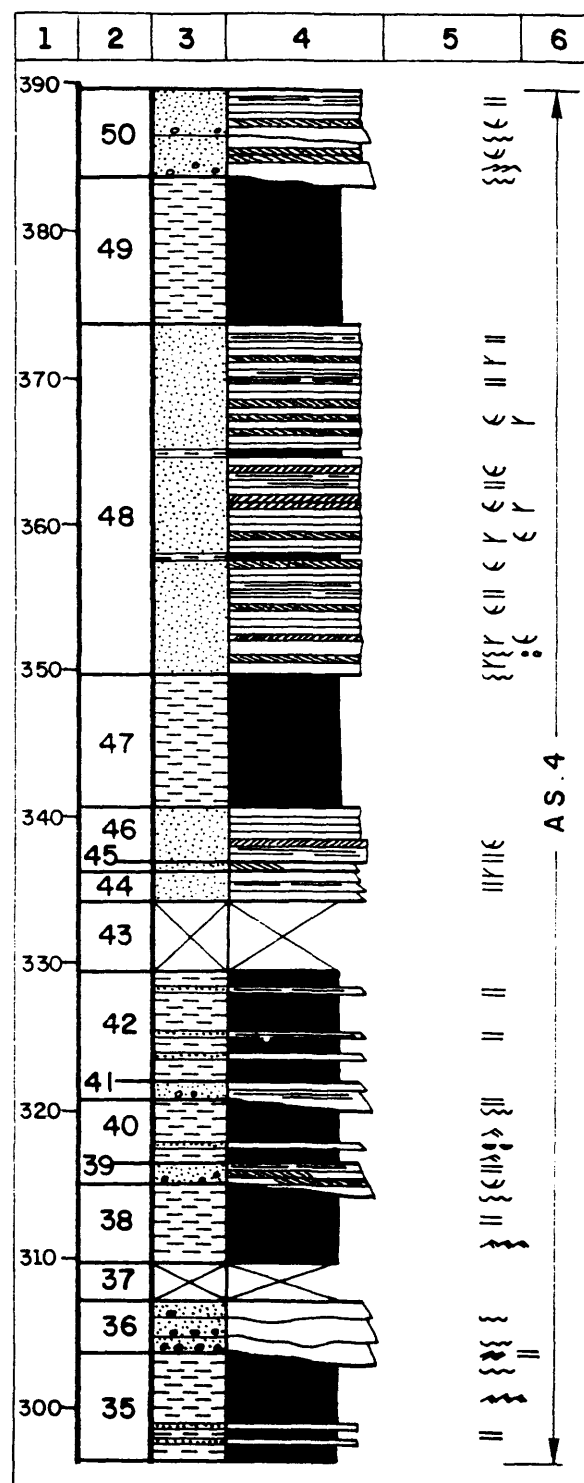
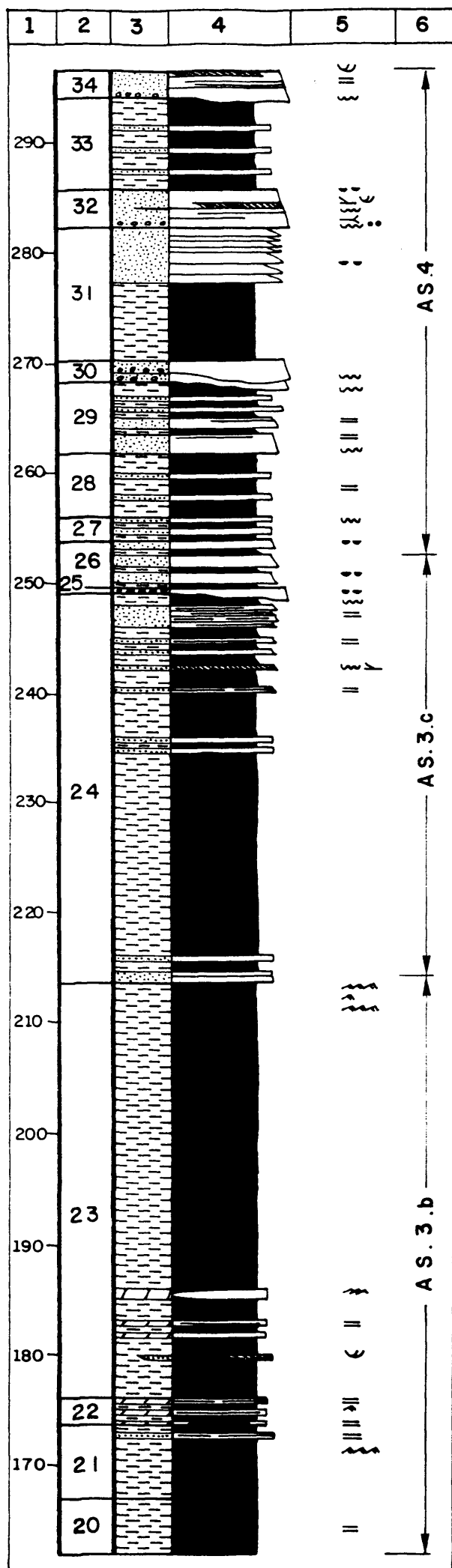


FIGURA 25: COLUMNA DEL PUENTE DE ALMARAZ (Cont.)

32. 3.5 m. Grauvacas de grano grueso a medio, localmente microconglomeráticas masivas, aunque en ocasiones se aprecia laminación paralela y laminación cruzada planar. Se presentan en capas centi localmente decimétricas con bases planas poco o nada erosivas, mas erosivas hacia la base, y techo planos a ondulados. Algunas capas se acunán lateralmente y otras contienen cantos blandos e intercalaciones milimétricas lutíticas como "mud drapes".
33. 8.2 m. Lutitas y lutitas grauváquicas laminadas, grises, con niveles tabulares centimétricos de grauvacas de grano fino a medio, masivas.
34. 2.45 m. Grauvacas de grano grueso a medio, localmente microconglomeráticas, su base es erosiva por lo que lateralmente presenta mayor potencia. Son niveles tabeados centimétricos masivos o con laminación paralela y solo a techo cruzada de surco.
35. 7.75 m. Lutitas grises con laminación paralela por alternancia con lutitas grauváquicas o son masivas. Presenta alguna intercalación tabular grauváquica hacia la base.
36. 3.65 m. Grauvacas de grano fino-medio a grueso; a la base del tramo y de algunos niveles pueden ser microconglomeráticas. Presenta base irregular, claramente erosiva y techos planos, cuando no son erosionados por capas superiores. Lo componen capas decimétricas masivas que ocasionalmente pueden presentar laminación paralela planar, algo ondulada en las capas de grano mas fino.
37. 2.5 m. Cubierto. Localmente a techo afloran lutitas grises.
38. 5.15 m. Lutitas grises masivas o con laminación paralela. Presenta intercalaciones centimétricas grauváquicas, masivas, que parecen organizarse en microsecuencias de granulometría decreciente.
39. 1.45 m. Grauvacas de grano grueso a fino, en la parte inferior del tramo presentan bases erosivas, mientras que a techo es mas plana, los techos son planos. Presentan estratificación cruzada de surco a la base y a techo laminación paralela o son masivas. La tendencia del tramo es grano y estratodecreciente.
40. 4.45 m. Lutitas grises masivas, localmente con laminación paralela. Hacia la base se intercalan pequeñas secuencias de granulometría decreciente que comienzan con grauvacas con estratificación flaser, pasando a lutitas con estratificación lenticular grauváquica.
41. 1.1 m. Grauvacas de grano grueso, localmente muy grueso a la base, a grano fino-medio. Se presentan en niveles tabulares centi a decimétricos con base y techos planos, excepto el nivel basal, que es el mas potente, cuya base es erosiva. Son masivos o presentan laminación paralela y algunos tramos presentan granoselección positiva.
42. 7.6 m. Alternancias de grauvacas de grano fino a medio y lutitas grises, parecen asociarse en secuencia de granulometría decreciente (fining up), aunque algunos tramos lutíticos no se pueden asimilar con facilidad al techo de una secuencia. Su base es transicional con el tramo anterior. Los niveles grauváquicos y lutíticos son masivos o presentan laminación paralela. A techo dominan las lutitas.
43. 4.8 m. Cubierto. Local y lateralmente son lutitas grises masivas.
44. 2.05 m. Grauvacas de grano fino a muy fino y limolitas cuarcíticas masivas, aunque en corte se aprecian microsecuencias granodecrecientes cuya base es grauváquica, masiva, pasando a laminación paralela o cruzada de bajo ángulo y posteriormente a alternancias milimétrica limolita lutita y finalmente lutitas finamente laminadas.
45. 0.65 m. Grauvacas de grano fino, gris verdosas, masivas.
46. 3.55 m. Grauvacas de grano fino a medio en niveles tabulares centi a decimétricos, masivas o con laminación cruzada de surco y laminación paralela planar.
47. 9 m. Visibles. Lutitas finas a limolitas cuarcíticas grises masivas.
48. 23.9 m. Grauvacas de grano fino a medio en niveles tabulares centi a decimétricos con bases planas localmente erosivas y techos planos. Presentan laminación paralela planar y cruzada de surco muy tendidas, ocasionalmente son masivos. A la base pueden presentar cantos blandos. Contienen intercalaciones de poca potencia de lutitas grises masivas.
49. 10 m. Lutitas con locales tramos de lutitas grauváquicas grises y ocreas a violetas, rojas y amarillas. Masivas con fuerte esquistosidad.
50. 6 m. Grauvacas de grano fino a grueso, localmente muy grueso, en bancos decimétricos con base erosiva en los niveles mas potentes y plana en los menos potentes, techos planos u ondulados. Presentan laminación paralela y cruzada de surco.

Techo: Materiales grauváquicos en el núcleo de sinclinal de la casa del Rosal.

Columna Almaraz (II) (fig. 5, n° 14; fig. 28)

HOJA 652, Jaraicejo.
Base: 5°39'16"W 39°48'00" N
Techo: 5°39'06"W 39°48'06" N

Se ha levantado a lo largo de un pequeño arroyo, que baja de la Sierra de Almaraz, al NW del p. k. 2.700 de la carretera Almaraz-Valdecañas, fig. 27b.

Base: Cubierta.

1. 19.5 m. Dolomías mesocristalinas gris claras a blanquecinas, masivas, lateralmente y hacia techo se aprecian laminaciones paralelas planares irregulares, se presentan en bancos decimétricos, localmente centimétricos.
2. 2.4 m. Cubiertos, localmente afloran dolomías macrocristalinas grises o rojizas.
3. 5.2 m. Dolomías macrocristalinas, localmente ankeríticas, gris claras a oscuras o rojizas, en bancos centimétricos, masivos. Localmente pueden presentar alternancias de laminas ricas y pobres en óxidos de hierro.
4. 0.45 m. Lutitas blanquecinas, masivas.

5. 4.55 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris claras a gris oscuras - en bancos centimétricos masivos.
6. 7.7 m. Dolomías micro a mesocristalinas, rosaceas o gris claras, tabeadas a techo y en bancos mas potentes en la base. Son masivas o contienen laminaciones paralelas planares.
7. 3.4 m. Dolomías gris oscuras, de aspecto tabeado con laminación paralela planar, a la base comienza con un nivel masivo potente, muy recristalizado.
8. 0.8 m. Cubierto.
9. 0.6 m. Lutitas blanquecinas con niveles lenticulares dolomíticos, masivos.
10. 0.8 m. Dolomías gris oscuras con laminación paralela planar, presenta laminas lutíticas blanquecinas a techo.
11. 0.35 m. Lutitas blanquecinas con intercalaciones milimétricas lenticulares de lutitas rojizas.
12. 8.45 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras en capas centimétricas de aspecto tabeado con laminación paralela planar.
13. 1.2 m. Cubierto.
14. 3.55 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras en niveles centimétricos tabeados, presentan laminación paralela planar e intercalaciones milimétricas de lutitas rojizas y blanquecinas, mas abundantes a muro y techo.
15. 23.8 m. Cubierto. Con un afloramiento cenca del techo de dolomías gris oscuras en un banco con laminación paralela.
16. 4.9 m. Dolomías micro a macrocristalinas, gris oscuras, tabeadas, con laminación paralela planar, localmente presenta intercalaciones milimétricas de lutitas rojizas, y hacia techo de lutitas blanquecinas. Ocasionalmente son masivas, brechoides o presentan laminación ondulada formando pequeños montículos.
17. 0.5 m. Lutitas blanquecinas grauváquicas con algo de cemento dolomítico con finas laminas milimétricas de lutitas rojizas.
18. 7.9 m. Dolomías micro a macrocristalinas, localmente arenosas gris oscuras en capas centimétricas con laminación paralela planar, algo ondulada, irregular debido a alternancias de laminas claras y oscuras con menor o mayor contenido de materia carbonosa y/o ferruginosa. Lateralmente presenta intercalaciones milimétricas de lutitas rojizas.

Techo: Cubierto, arcillas rojas con cantos de cuarcita.

Columna Almaraz (I) (fig. 5, n° 15; fig. 29)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°39'21"W 39°48'28" N
Techo: 5°39'27"W 39°48'25" N

Se ha levantado en la cantera abandonada, situada unos 2 Km. al ESE de Almaraz, fig. 27a.

Base: Cubierta.

1. 0.4 m. Dolomías arenosas y areniscas dolomíticas, claras, masivas en bancos centimétricos con bases planas y techos planos. Presentan intercalaciones milimétricas de lutitas verdosas, masivas.
2. 0.15 m. Lutitas blanquecinas, con algo de cemento dolomítico, alteradas, con laminación paralela.
3. 1.55 m. Alternancia de dolomías arenosas en niveles centimétricos, masivos o con escasas laminaciones cruzadas de bajo ángulo; con lutitas blanquecinas con laminación paralela y esporádicos niveles milimétricos de lutitas verdes.
4. 0.45 m. Alternancia de lutitas verdes masivas, con grauvacas de grano fino en niveles mili a centimétricos, masivos, con base y techo plano, que en ocasiones pueden formar lenticulas.
5. 0.95 m. Alternancia de dolomías arenosas en niveles centi a decimétricos mas potentes hacia techo, masivos; con lutitas blancas con laminación paralela y escasos niveles milimétricos de lutitas verdes masivas.
6. 1.2 m. Dolomías micro a macrocristalinas con bases y techos planos, alguna capa se acuña lateralmente, con laminación paralela, y escasas laminaciones cruzadas planares de bajo ángulo. Presenta intercalaciones centi a milimétricas de lutitas blancas, con cemento dolomítico, que desaparecen hacia techo.
7. 0.4 m. Lutitas claras con cemento dolomítico, presentan laminación paralela y lutitas verdosas masivas, con alguna intercalación centimétrica de dolomías claras masivas con base y techo plano.
8. 0.75 m. Dolomías arenosas claras, con base erosiva, laminación paralela, laminación cruzada planar de bajo ángulo y techos planos, en niveles centimétricos que hacia techo presentan intercalaciones lenticulares de lutitas blancas.
9. 0.25 m. Alternancia milimétrica de lutitas blancas con cemento dolomítico; con lutitas verdosas, ambas masivas.
10. 0.45 m. Dolomías pardas, con manchas grises irregulares en su interior, presenta laminación paralela planar irregular que hacia techo toma formas monticulares, afloran en niveles centimétricos de base y techo planos pero irregulares. Acaba en un nivel milimétrico de lutitas verde oscuras masivas.
11. 0.8 m. Dolomías pardas, masivas o con laminaciones paralelas, muy localmente monticulares. Todo el nivel se acuña lateralmente.
12. 0.35 m. Lutitas claras con cemento dolomítico, masivas o con laminaciones paralelas y lutitas a lutitas grauváquicas verdes, masivas.

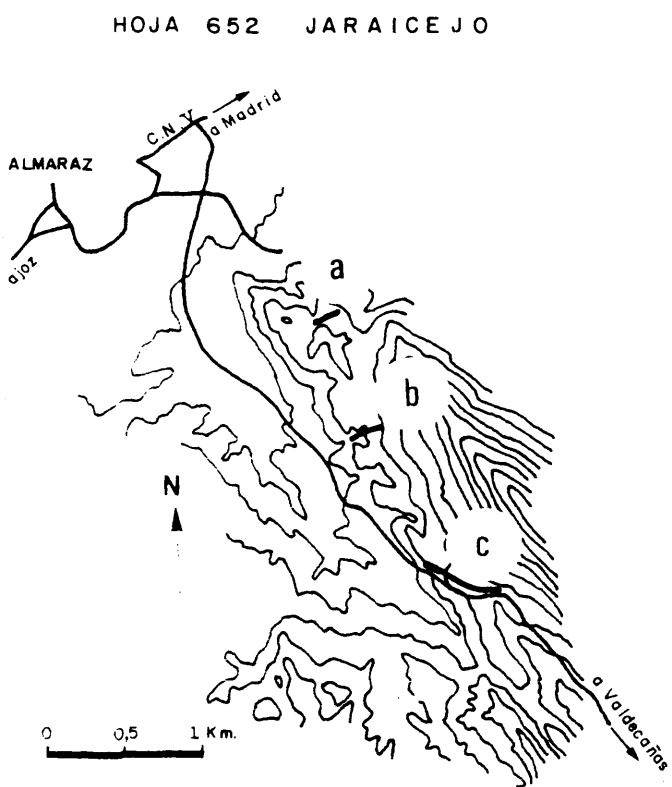


FIG. 27 : A - COLUMNA ALMARAZ I
 B - " " " ALMARAZ II
 C - " " " CTRA. ALMARAZ- VALDECAÑAS

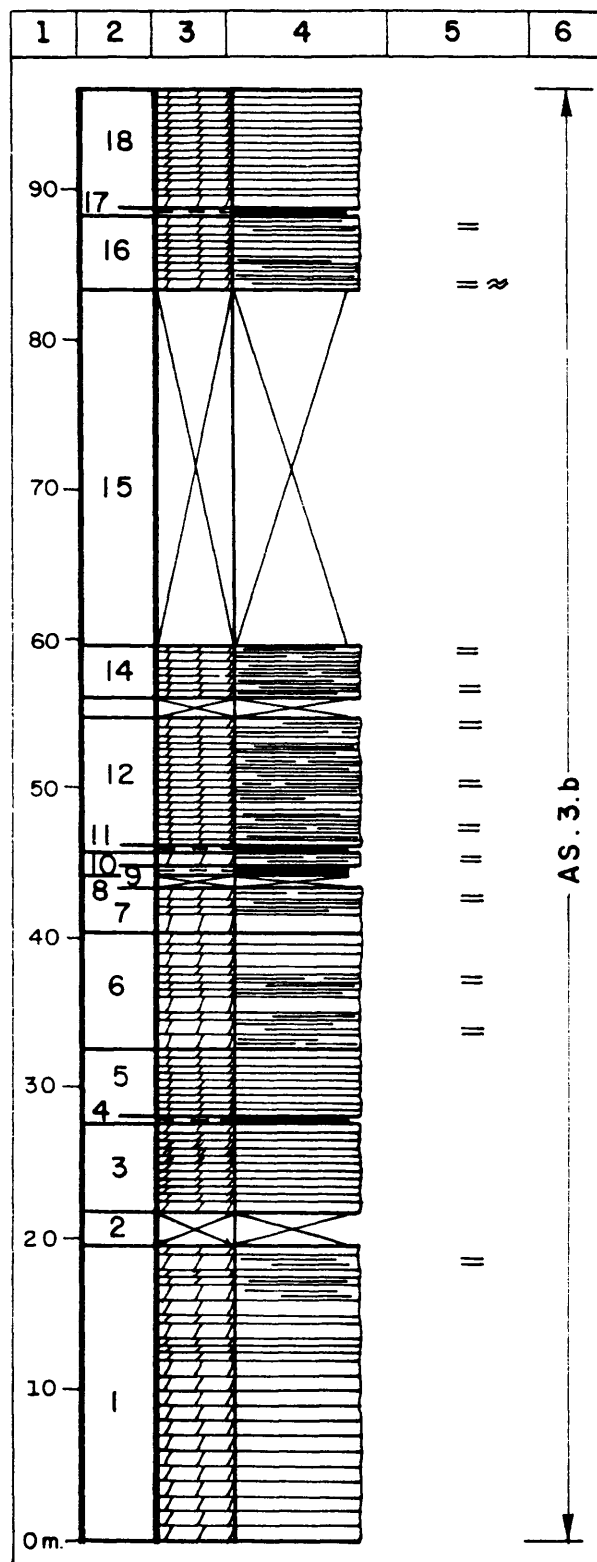


FIGURA 28 : COLUMNA ALMARAZ II

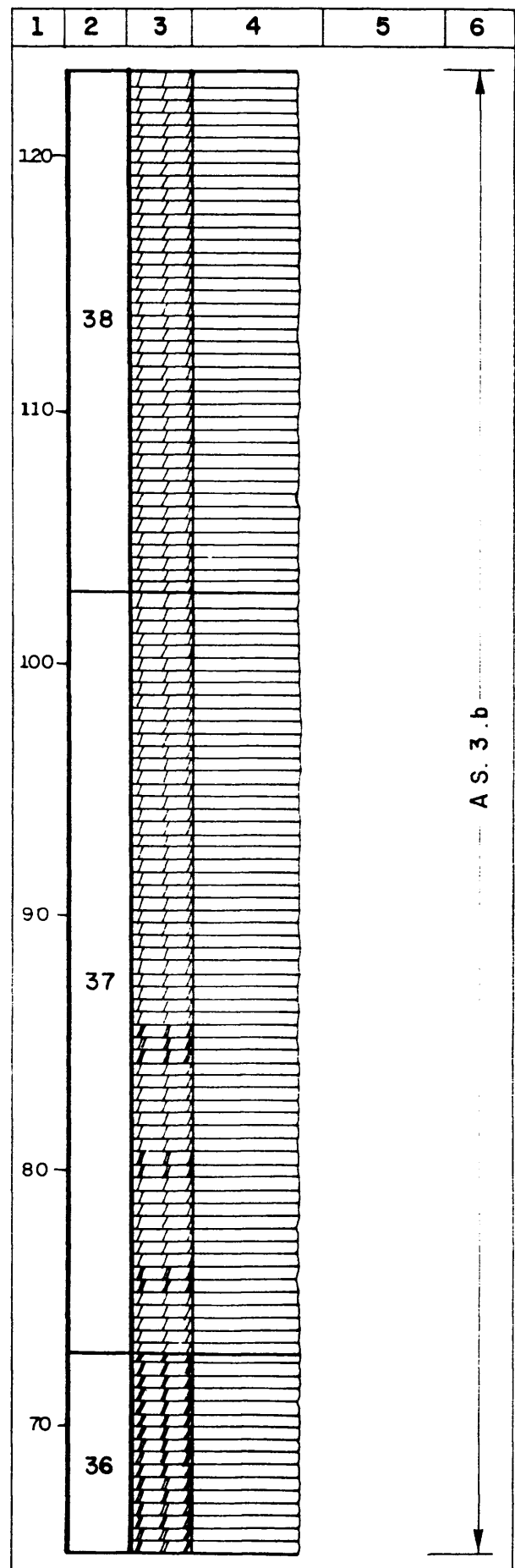
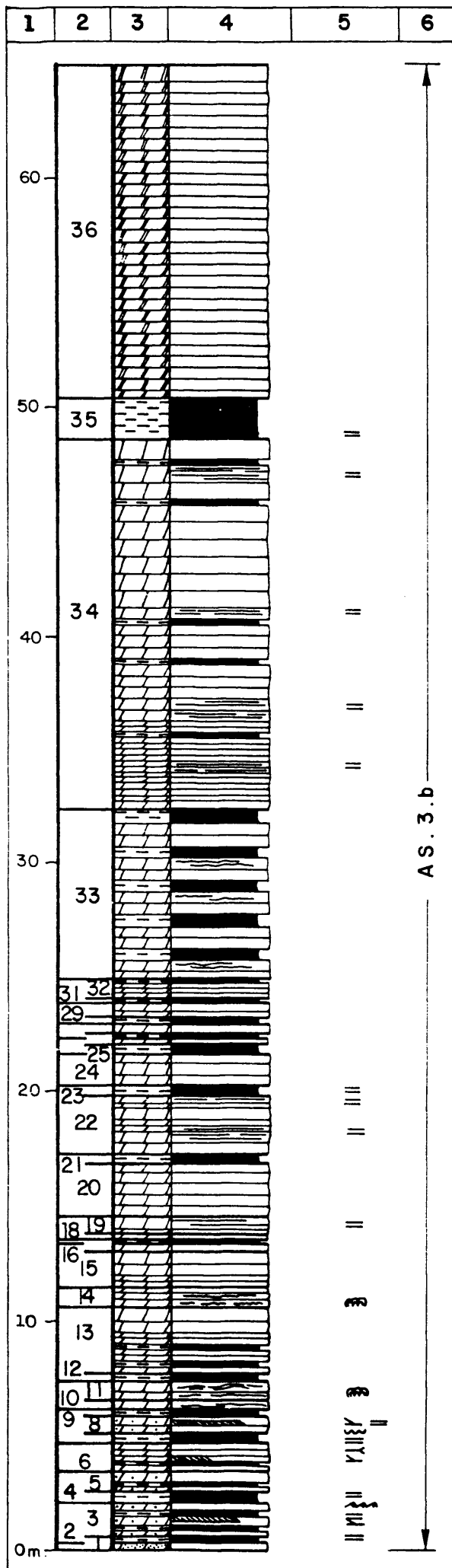


FIGURA 29 : COLUMNA ALMARAZ I

13. 2.85 m. Dolomías claras, masivas, en niveles centimétricos, hacia te - cho decimétricos, donde son dominantes, alternando con lutitas blancas con cemento dolomítico, masivas. Presenta algunas intercalaciones mili - métricas de lutitas verde oscuras, masivas.
 14. 0.95 m. Dolomías rosadas con láminas milimétricas, grises, paralelas e irregulares, en niveles centi. localmente decimétricos.
 15. 1.5 m. Dolomías grises masivas, en bancos deci a centimétricos. Acaba en un nivel de lutitas negras, masivas.
 16. 0.35 m. Dolomías pardo-marrones, masivas, en niveles centimétricos, - con intercalaciones milimétricas de lutitas oscuras, masivas.
 17. 0.05 m. Lutitas negras masivas.
 18. 0.25 m. Dolomías marrón oscuro, ankeríticas, masivas, en niveles centi - métricos, con base y techo planos.
 19. 0.85 m. Dolomías que a la base son rosadas con láminas milimétricas - gris claras y a techo a marrón oscuro y gris oscuro, la laminación es paralela irregular, aparecen en capas centi a decimétricas, con bases y techos planos. Falla.
 20. 2.3 m. Dolomías grises masivas, en bancos decimétricos con bases y techos planos, localmente irregulares.
 21. 0.45 m. Lutitas grises a pardas, masivas. Su techo está alterado.
 22. 2.3 m. Dolomías gris claras a la base y gris oscuro a techo, masivas o con laminación paralela por presentar intercalaciones milimétricas de lutitas verdes y blancas, masivas. Localmente presenta aspecto brechoi - de.
 23. 0.45 m. Lutitas claras con cemento dolomítico, masivas o con locales - zonas con laminación paralela planar.
 24. 1.35 m. Dolomías gris oscuras a la base y marrones a techo masivas o - con aspecto brechoide, sobre todo a la base. A techo contiene interca - laciones de lutitas verde oscuras a negras milimétricas, masivas.
 25. 0.45 m. Lutitas verdes claras a blancas, con cemento dolomítico, con - locales intercalaciones milimétricas de lutitas negras, localmente len - ticulares, a muro y techo.
 26. 0.25 m. Dolomías marrones claras en corte, masivas en capas centimétri - cas de base y techo plano.
 27. 0.2 m. Lutitas verdes claras, masivas.
 28. 0.45 m. Dolomías marrones, claras en corte, masivas, en bancos centimé - tricos con bases y techos planos.
 29. 0.3 m. Lutitas verdosas, a muro masivas, hacia techo presenta interca - laciones lenticulares de lutitas negras, las cuales pasan a ser domi - nantes justo a techo.
 30. 0.6 m. Dolomías gris oscuras, masivas, en bancos centi a decimétricos de base a techo plano.
 31. 0.2 m. Lutitas negras masivas.
 32. 0.85 m. Dolomías gris oscuras masivas, acaba en un nivel muy fino de - lutitas oscuras masivas.
 33. 7.5 m. Dolomías gris oscuras o marrones, masivas, con aspecto brechoi - de que pasan a dolomías rosadas, masivas o con laminación paralela pla - nar irregular, posteriormente presentan lutitas claras y verdosas, con cemento dolomítico, masivas a la base y con intercalaciones de lutitas negras lenticulares. Finalmente a techo presenta alternancia milimétri - ca de lutitas verdes y negras y por último un nivel mas o menos potente de lutitas negras, formando una serie de secuencias de tamaño métrico, que hacia muro son mas finas. Ocasionalmente algunos tramos presentan una fuerte alteración y un aspecto brechoide, debido a la acción de al - gunas fallas de pequeño salto, que las afectan.
 34. 19.25 m. Dolomías predominantemente grises en corte y de variados tonos - superficiales. Comienzan como niveles tableados centimétricos para pa - sar a formar grandes bancos métricos. Son fundamentalmente masivos, - aunque muy localmente se aprecian laminaciones paralelas planares, dis - continuas e irregulares, contiene algunas intercalaciones milimétricas de lutitas verdes a verde oscuras, masivas.
 35. 1.8 m. Alternancia de lutitas verde claras y verde oscuras, en niveles centimétricos, con alguna intercalación de lutitas arenosas, masivas, en un tramo decimétrico con base y techo plano, hacia la base las luti - tas presentan laminación paralela.
 36. 22.4 m. Dolomías ankeríticas rojizas, masivas, aunque en algun bloque suelto se han apreciado laminaciones paralelas planares discontinuas. El limite con el tramo superior es transicional, pero rápido.
 37. 30 m. visibles, son dolomías gris claras, localmente ankeríticas en - manchas irregulares, masivas.
 38. 20.5 m. Dolomías gris claras y rosadas masivas o con laminación parale - la planar, en bancos decimétricos con base y techo plano.
- Techo: Cubierto, por encima aparecen unos tramos lutíticos marrones y ocre mas - sivos y de nuevo un fuerte tramo cubierto.

Columna Carretera Almaraz-Valdecañas (fig. 5, nº 16; fig. 30)

HQJA 652, Jaraicejo.
Base: 5°38'49"W 39°47'37" N
Techo: 5°38'31"W 39°47'31" N

Se ha levantado a lo largo de la carretera de Almaraz a Valdecañas, la do izquierdo de la carretera, su base se situa en el p. Km. 3.7 de dicha carre - tera, fig. 27c.

Base: Cubierta.

1. 2.3 m. Lutitas verdes y gris claras, algo alteradas, sobre todo las - primeras con niveles lenticulares centimétricos de dolomías gris oscuras, masivas.

2. 10.35 m. Alternancia de lutitas gris claras, blanquecinas, masivas, en niveles decimétricos de mayor potencia hacia la base, con dolomías mi - cro a macrocristalinas gris oscuras, en niveles centimétricos masivas, o con laminaciones paralelas, marcadas por alternancia de niveles ri - cos y pobres en terrígenos y/o óxidos de hierro. Las lutitas se adap - tan a los niveles dolomíticos.
3. 10.5 m. Alternancia de lutitas verde oscuras masivas y lutitas gris - claras con esporádicos tramos dolomíticos lenticulares masivos.
4. 3.5 m. Semicubierto, afloran localmente lutitas blanquecinas.
5. 3.9 m. Lutitas gris claras, con alguna intercalación hacia techo de - dolomías en niveles tabulares centimétricos con laminación paralela.
6. 1.5 m. Dolomías grises, con laminaciones paralelas groseras, en nive - les tabulares y lenticulares centimétricos, decimétricos hacia techo, rodeados por lutitas finas grises en niveles centimétricos, masivos, - que se adaptan a la morfología de los tramos dolomíticos.
7. 5.35 m. Lutitas gris claras y verdosas, masivas, con niveles intercala - dos centi a decimétricos de dolomías en niveles tabulares o lenticula - res, mas potentes hacia techo, masivas.
8. 2.05 m. Dolomías grises tableadas, localmente alteradas, con lamina - ción paralela planar, presentan interestratos lutíticos mili a centimé - tricos, masivos.
9. 17.8 m. Alternancia de lutitas gris claras y verdosas en tramos métri - cos a muro y decimétrico a techo, masivas; con dolomías gris oscuras - en niveles centi a decimétricos, localmente lenticulares, con bases on - dulas y techos planos, masivos o con tenues laminaciones paralelas - planares.
10. 36 m. Dolomías meso a macrocristalinas en bancos decimétricos a métri - cos con bases y techos planos, masivos o con tenues laminaciones parale - las originadas por mayor o menor acumulación de terrígenos en lámi - nas. Están separados por interestratos lutíticos grises a verdes, masi - vos, que pueden adquirir cierta importancia.
11. 56 m. Cubiertos a semicubiertos, tanto a muro, como a techo afloran - dolomías en bancos decimétricos con laminación paralela planar, que ha - cia la base es muy irregular.
12. 21.4 m. Lutitas finas grises, con finas intercalaciones hacia techo de - grauvacas de grano muy fino, masivas, con base y techo plano.
13. 7.8 m. Grauvacas de grano fino a medio con base y techo plano, masivo y grauvacas de grano fino a muy fino también masivas, con base y techo plano. Entre ambos niveles lutitas finas grises masivas con intercala - ciones centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino, masivas - con bases y techos plano.
14. 32 m. Alternancia de lutitas finas grises y lutitas ocre, grauváqui - cos, con intercalaciones tabulares centimétricas, decimétricas hacia - la base, de grauvacas de grano fino a medio, masivas.
15. 6.7 m. Cubierto, localmente semicubierto, aflorando lutitas finas gri - ses masivas.
16. 5.6 m. Grauvacas de grano fino a medio, con cemento dolomítico, en ni - veles tabulares centimétricos, de base y techo plano masivos, se apre - cian algunas capas con granoclasificación positiva.
17. 23.9 m. Alternancia de lutitas finas grises y lutitas grauváquicas - ocre, masivos con intercalaciones centimétricas, hacia la base decimé - tricas de grauvacas de grano fino a medio, masivas, con bases y techos planos.
18. 6.75 m. Grauvacas de grano fino a medio en niveles tabulares decimétri - cos, masivos, con intercalaciones de lutitas verdes que alternan centi - métricamente con niveles grauváquicos de grano fino a medio, masivos, con bases y techos planos.
19. 2.75 m. Lutitas grises en corte verdes, masivas. Su base se situa en - un tramo grauváquico de grano fino a medio, masivo, con base y techo - plano.
20. 20.6 m. Lutitas gris claras a blancas, masivas, con algunas intercala - ciones centi a decimétricas (raras) de lutitas verdosas, masivas. Ha - cia techo presenta una potente intercalación (2 m.) dolomítica, gris - oscura, en bancos centi a decimétricos masivos.

Techo: Cubierto a semicubierta, con locales afloramientos de lutitas gris cla - ras a blancas y lutitas verdosas, ambas masivas, con alguna intercala - ción grauváquica de grano fino a medio, masiva con base y techo plano.

Columna Valdecañas (I) (fig. 5, nº 17; fig. 32)

HQJA 652, Jaraicejo.
Base: 5°37'34"W 39°46'13" N
Techo: 5°37'28"W 39°46'37" N

Se ha levantado a lo largo de la margen derecha del rio Tajo, aguas - abajo de la presa de Valdecañas, unos 2 Km. al NNW de Valdecañas, fig. 31a.

Base: No aflora.

1. 22 m. Dolomías micro a macrocristalinas, localmente arenosas masivas o con laminaciones paralelas por alternancias de láminas ricas o pobres en terrígenos. Se presentan en bancos centimétricos de base y techo - plano. Hacia la base presenta un episodio terrígeno "coarsening upward" a cuyo techo se sitúan grauvacas de grano fino a medio, masivas, con - matriz cuarcítica y cemento dolomítico.
2. 46.55 m. Es un tramo compuesto por un subtramo basal de dolomías cuar - cíticas con laminación paralela alternando con dolomías micro a macro - cristalinas, gris oscuras, masivas o con laminaciones paralelas y are - niscas cuarcíticas masivas con cemento dolomítico. Se presentan en ni - veles tabulares centi a decimétricos.

A continuación comienzan a desaparecer los tramos terrígenos, dominan - do los dolomíticos que presentan laminación paralela. En este subtramo existen algunas intercalaciones de lutitas finas oscuras masivas.

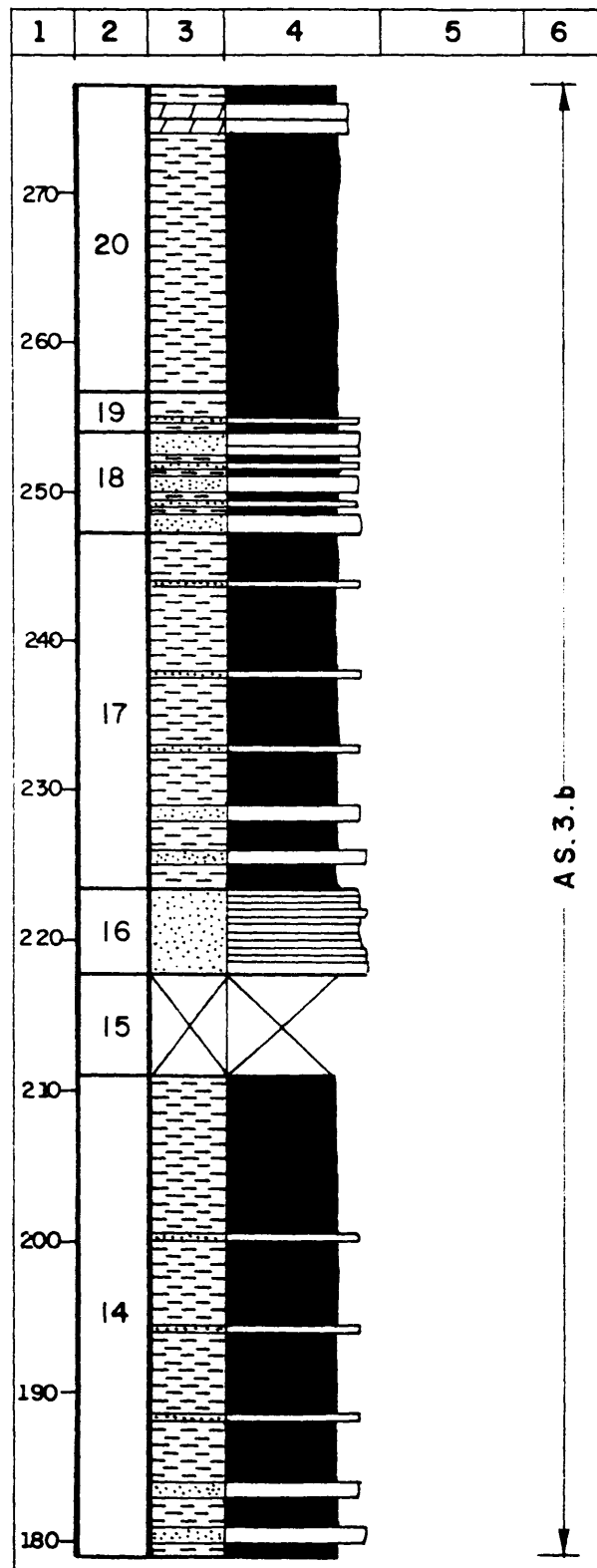
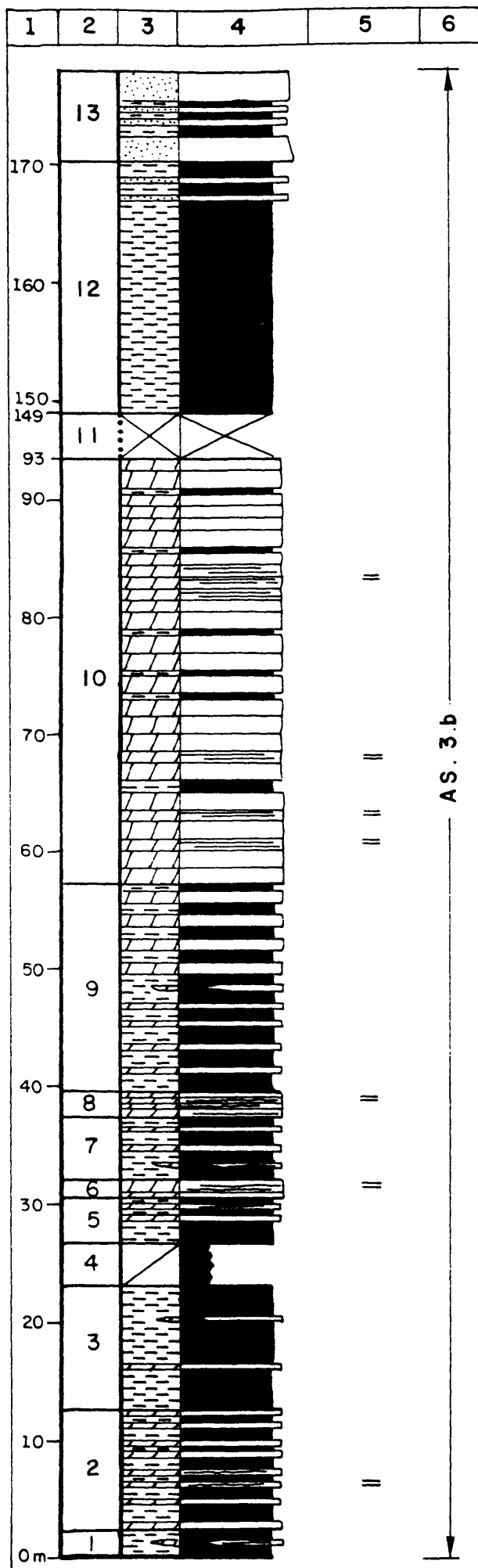
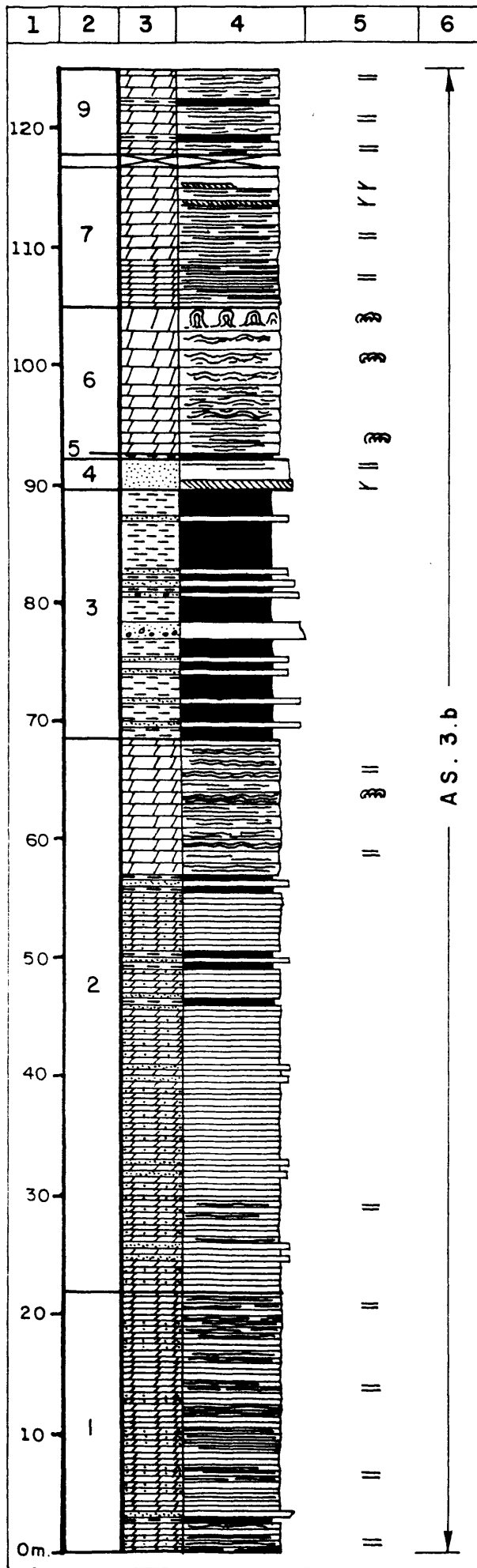


FIGURA 30 : COLUMNA CARRETERA ALMARAZ- VALDECAÑAS



HOJA 652 JARAICEJO

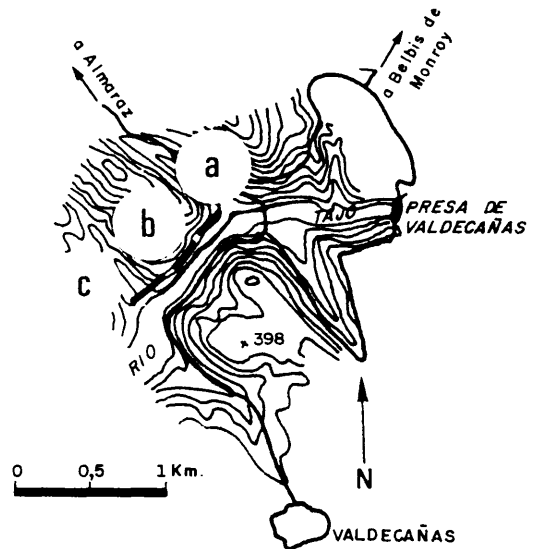


FIG. 31: A - COLUMNA VALDECAÑAS I
 B - " " " VALDECAÑAS II
 C - " " " VALDECAÑAS III

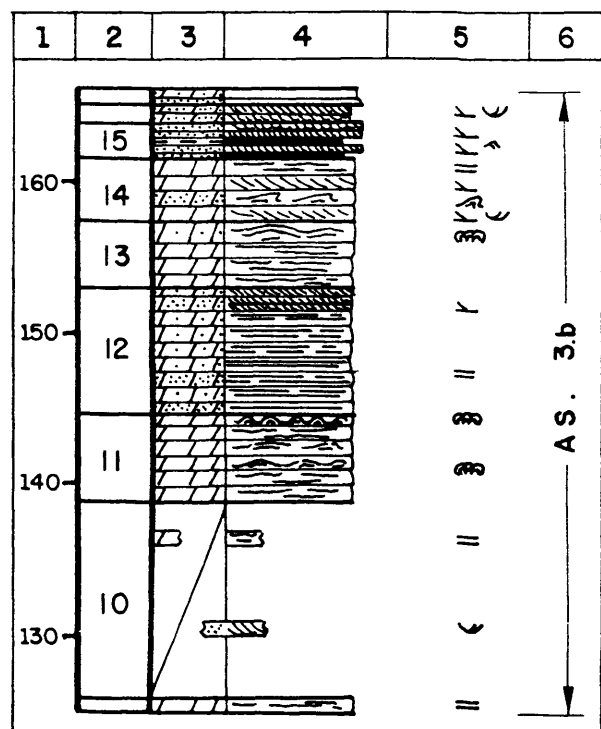


FIGURA 32 : COLUMNA VALDECAÑAS I

Por último, a techo, solo aparecen dolomías micro a macrocristalinas - con laminación paralela originada por alternancia de láminas oscuras y claras, las primeras con un tamaño cristalino, en general, menor con - tienen materia carbonacea, en las segundas parecen existir dos genera- ciones de cristales dolomíticos, una mas fina y otra mas gruesa que pa- recen rellenar una serie de poros lenticulares irregulares que podrían atribuirse a porosidad fenestral. Hacia la base dominan las láminas os- curas.

3. 21 m. Alternancias de lutitas grises grauvélicas y lutitas finas os- curas casi negras con intercalaciones centi a decimétricas de grauvacas de grano grueso a muy grueso granosotadas, masivas, localmente con- cemento dolomítico, con grauvacas de grano fino a muy fino que pueden presentar intercalaciones milimétricas de lutitas grises u oscuras. - Presentan bases y techos planos pudiendo en ocasiones formar secuen- cias "coarsening upward".
 4. 2.6 m. Grauvacas grises con laminación paralela y laminación cruzada - planar, presenta base y techo plano.
 5. 1 m. Lutitas grises masivas.
 6. 12.2 m. Dolomías micro a macrocristalinas grises oscuras en niveles ta- bulares que poco a poco se hacen mas potentes (secuencias thickening - upward), con laminación paralela mas frecuente y mas fina cuanto menos potentes son los bancos pasando a grandes bancos masivos, separados - por niveles centimétricos cubiertos, posiblemente lutíticos. Acaba con un nivel estromatolítico tipo L.H.
 7. 11. 8 m. Dolomías mesocristalinas, localmente micro a macrocristalinas grises, en bancos decimétricos mas masivos hacia la base, mientras que hacia techo presentan laminación paralela planar grises, por alternan- cias de láminas ricas y pobres en terrígenos que en algunas láminas - pueden llegar a ser muy abundantes. Hacia techo parece observarse al- gun nivel con laminación cruzada muy tendida.
 8. 1.2 m. Cubierto. Lateralmente está formado por una alternancia de dolo- mías con laminación paralela y lutitas blanquecinas masivas.
 9. 8.05 m. Dolomías micro a macrocristalinas en bancos decimétricos, con laminación paralela, mas fina hacia la base; los límites entre las lá- minas son muy irregulares. En ocasiones son masivas y presentan inter- calaciones de lutitas blanquecinas.
 10. 13 m. Cubierto a semicubierta, solo afloran los niveles mas resistentes que en la primera mitad están formados por areniscas con cemento dolo- mítico, masivas o con laminaciones cruzadas de surco. Hacia techo son dolomías micro a macrocristalinas con laminación paralela.
 11. 5.8 m. Dolomías micro a macrocristalinas, que localmente pueden ser - cuarcíticas, grises en bancos decimétricos a métricos con estructuras estromatolíticas L.H., aunque en general lo que domina es la laminación paralela planar con montículos restringidos a algunos niveles.
 12. 8.3 m. Dolomías micro a macrocristalinas, algo arenosas a arenosas, - con niveles de areniscas dolomíticas hacia la base. Se presentan en - bancos decimétricos masivos o con estratificación cruzada planar de - gran escala y laminación paralela planar.
 13. 4.4 m. Alternancia de dolomías micro a mesocristalinas arenosas, que - dominan hacia techo el cual está karstificado; presentan laminación pa- ralela planar a cruzada y dolomías meso a macrocristalinas grises, que dominan a la base con escasas laminaciones paralelas planares. Presen- tan tramos con niveles estromatolíticos tipo L.H.-C.
 14. 4.2 m. Dolomías meso, localmente microcristalinas que localmente pue- den tener gran cantidad de terrígenos. Presentan locales niveles slum- pizados de pequeño tamaño.
 15. 2.3 m. Alternancia de areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico en niveles centi a decimétricos con bases y techos planos que presentan - laminación cruzada planar; con lutitas gris oscuras masivas o con es- tratificación lenticular. Localmente contiene intercalaciones de dolo- mías arenosas masivas y a techo lutitas gris claras.
 16. 1.2 . Areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico y dolomías arenosas con estratificación cruzada planar, localmente de surco y laminación - paralela en niveles centimétricos con bases y techos planos.
 17. 1.05 m. Alternancias centimétricas de areniscas cuarcíticas con cemen- to dolomítico en niveles tabulares con tenues laminaciones paralelas - con dolomías arenosas masivas en niveles también tabulares.
- o: Cubierto, arenas y arcillas amarillentas.

5. 2.1 m. Dolomías microcristalinas grises que se organizan en una secuen- cia estratodecreciente ("thinning upward"), que comienza con un banco - potente masivo con cemento silíceo, para continuar con un tramo table- do, centimétrico, con laminación paralela planar, acabando con una al- ternancia de lutitas y dolomías, que están semicubiertas.
6. 48.4 Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras, localmente mica - ceas, en bancos muy potentes, hasta mas de 2 m., masivos, solo a techo se hacen tableadas y justo a techo se encuentran capas que presentan - laminación paralela e inicios de eslumplización, junto con niveles de - aspecto brechoide eslumplizados. Todo el tramo forma un conjunto lenti- cular, acunándose en unas pocas centenas de metros a ambos lados del - corte, con base curva y techo curvo.
7. 5 m. Alternancias de dolomías micro a macrocristalinas amarillentas ma- sivas, que localmente están muy alteradas y lutitas oscuras también ma- sivas.
8. 12.3 m. Lutitas finas gris oscuras y verdes muy esquistosadas, con in- tercalaciones de dolomías microcristalinas, arenosas, negras, muy ri- cas en opacos, que pueden ser lenticulares de base plana y techo curvo masivas, o tabulares, presentando laminación paralela planar, estos ni- veles se hacen mas abundantes hacia techo.
9. 1.9 m. Dolomías arenosas con todos los términos intermedios entre unas dolomías micro a macrocristalinas algo arenosas y unas areniscas cuar- cíticas con cemento dolomítico. Presentan laminación paralela en la - que una de las láminas da resalte y otra no, lo cual es debido a la al- ternancia de láminas mas areniscosas, duras y láminas mas dolomíticas, blandas. A techo y de forma local presenta zonas de aspecto brechoide en la que los "clastos" recuerdan a fantasmas de oolitos nucleados en cuarzo estos fantasmas son microcristalinos en una "matriz" macrocristalina, mas rica en opacos. La laminación presenta localmente aspecto convuelto.
10. 5.1 m. Alternancia de lutitas finas, verde oscuras, con algun nivel - centimétrico o tabular, con laminación cruzada de surco o lenticular - con base curva y techo plano de dolomías arenosas oscuras a negras, - que se hacen mas abundantes hacia techo.
11. 3.2 m. Dolomías arenosas y areniscas cuarcíticas con cemento dolomíti- co con laminación paralela o convoluta, por alternancia de láminas cen- tímétricas de dolomías (blandas), o arenosas (duras), que dan resalte.
12. 25 m. Lutitas finas, verde oscuras, que presentan intercalaciones tabu- lares o lenticulares de dolomías arenosas y gris oscuro a negro, que - se hacen mas abundantes hacia techo.
13. 8.3 m. Dolomías arenosas y areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico con laminación paralela mili a centimétrica por alternancia de láminas areniscosas que dan un pequeño resalte, frente a las láminas dolomíti- cas. A techo la laminación marcada por los niveles areniscosos, se ha- ce mas espaciada.
14. 2.5 m. Lutitas finas, verde oscuras, con intercalaciones tabulares o - lenticulares con base curva y techo plano, de dolomías arenosas gris - oscuras a negras, masivas, que se hacen abundantes hacia techo.
15. 2.3 m. Dolomías arenosas y areniscas cuarcíticas con cemento dolomíti- co, presentan laminación paralela planar, por alternancia de láminas - mili a centimétricas de dolomías y areniscas.
16. 1.8 m. Cubiertos.
17. 9.6 m. Dolomías arenosas y areniscas cuarcíticas con cemento dolomíti- co, con laminación paralela planar, por alternancias mili a centimé- tricas de láminas arenosas y dolomíticas.
18. 37 m. Cubiertos.
19. 2.45 m. Dolomías mesocristalinas grises, en bancos decimétricos, con bases y techos planos, masivas o con laminaciones cruzadas de surco; alternan con esporádicos tramos de areniscas cuarcíticas de grano fi- no a muy fino, en bancos centimétricos con bases y techos planos, que presentan laminaciones cruzadas de surco o aspecto masivo, localmente se intercalan lutitas arenosas masivas.
20. 5.15 m. Grauvacas de grano grueso a muy grueso, localmente microcon - glomeráticas, que presentan bases onduladas, suavemente erosivas y te- cho plano. Estos niveles rellenan surcos, adelgazándose lateralmente y con una laminación paralela ondulada que se adapta a la forma de la ba- se, atenuándose hacia techo. Se organizan en secuencias de granulome- tria decreciente, pasando a techo a grauvacas de grano mas fino hasta acabar con grauvacas de grano muy fino y lutitas arenosas en niveles - centimétricos masivos.

Techo: cubierto.

Columna Valdecañas (II) (fig. 5, nº 18; fig. 33)

652, Jaraicejo
: 5°37'34"W 39°46'33" N
o: 5°37'41"W 39°46'24" N

Se ha levantado a lo largo de la margen derecha del rio Tajo, 1.5 Km. abajo de la presa de Valdecañas, 1.8 Km. al NNW de Valdecañas, fig. 31b.

: No alfora.

1. 7.9 m. Areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico, grises, en bancos decimétricos, localmente centimétricos con bases y techos planos, pre- sentan laminación paralela planar, a veces laminación cruzada curva, - los tramos mas potentes son masivos.
2. 9.9 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras, en bancos centi a decimétricos, con laminación paralela planar, localmente irregular, formados por láminas amarillentas macrocristalinas ricas en cuarzo y - opacos que alternan con láminas claras, microcristalinas sin cuarzo ni opacos. Lateralmente el tramo está cubierto.
3. 17 m. Dolomías micro a mesocristalinas, grises, en grandes bancos mé- tricos, esporádicamente decimétricos, en general masivos, aunque se - aprecian laminaciones que localmente son estromatolíticas tipo L.H.
4. 2.9 m. Lutitas grises y gris claras a blanquecinas, estas últimas con cemento carbonatado con una laminación paralela planar originada por - alternancia de niveles ricos y pobres en óxidos de hierro. Esporádica- mente aparecen tramos centimétricos de areniscas cuarcíticas con cemen- to dolomítico o dolomías arenosas en niveles tabulares masivos.

Columna Valdecañas (III) (fig. 5, nº 19; fig. 34)

HOJA 652, Jaraicejo.
Base: 5°37'49"W 39°46'19" N
Techo: 5°37'41"W 39°46'24" N

Se ha levantado en la margen derecha del rio Tajo, aguas abajo de la - presa de Valdecañas, la columna corta el arroyo del Oreganal, en su unión con el rio Tajo, 1.75 Km. al NW de Valdecañas, fig. 31c.

Base: La base del corte esta fallada por una serie de fracturas subparalelas a las estructuras que nos repiten o nos hacen desaparecer parte del flanco SW del sinclinorio.

1. 3 m. Lutitas finas oscuras a negras.
2. 7 m. Dolomías microcristalinas y areniscas cuarcíticas dolomitizadas - formando niveles tabulares centimétricos que localmente pueden presentar silicificaciones, presentan laminación paralela planar, a veces li- geramente oblicua. Alternan con niveles centimétricos de lutitas finas oscuras, masivas.
3. 17.5 m. Dolomías micro a mesocristalinas, localmente macrocristalinas masivas o con laminaciones paralelas, hacia la base presentan intercala- ciones lutíticas que desaparecen progresivamente, haciéndose la serie tableada con capas centimétricas dolomíticas, masivas e interestratadas

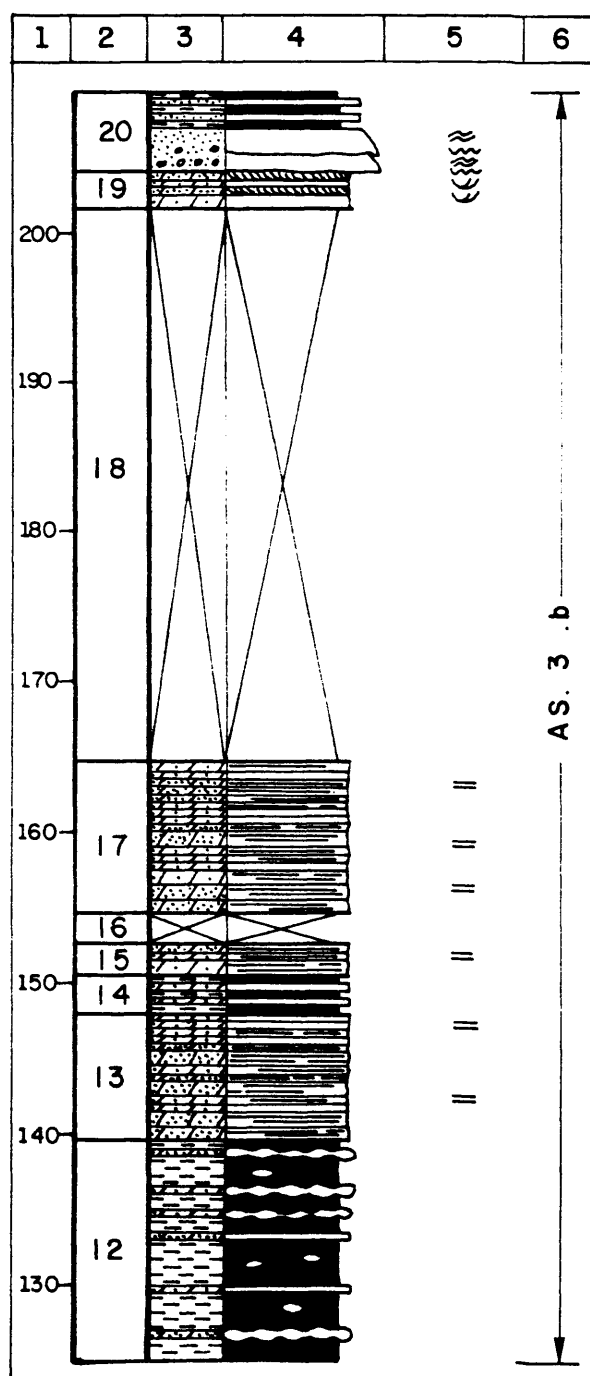
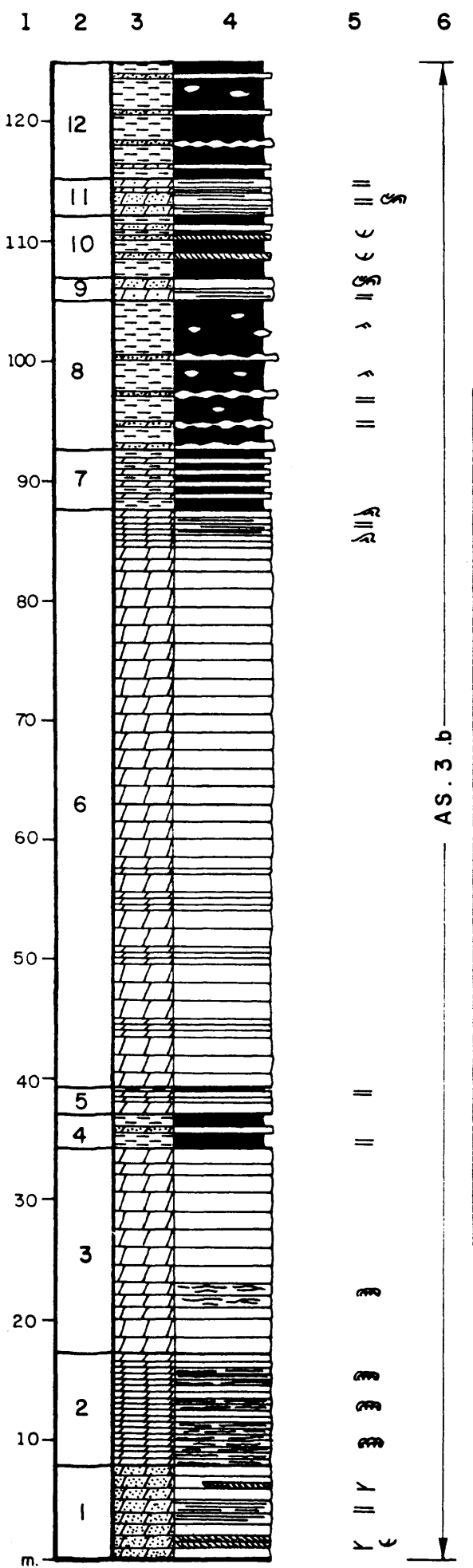


FIGURA 33 : COLUMNA VALDECAÑAS II

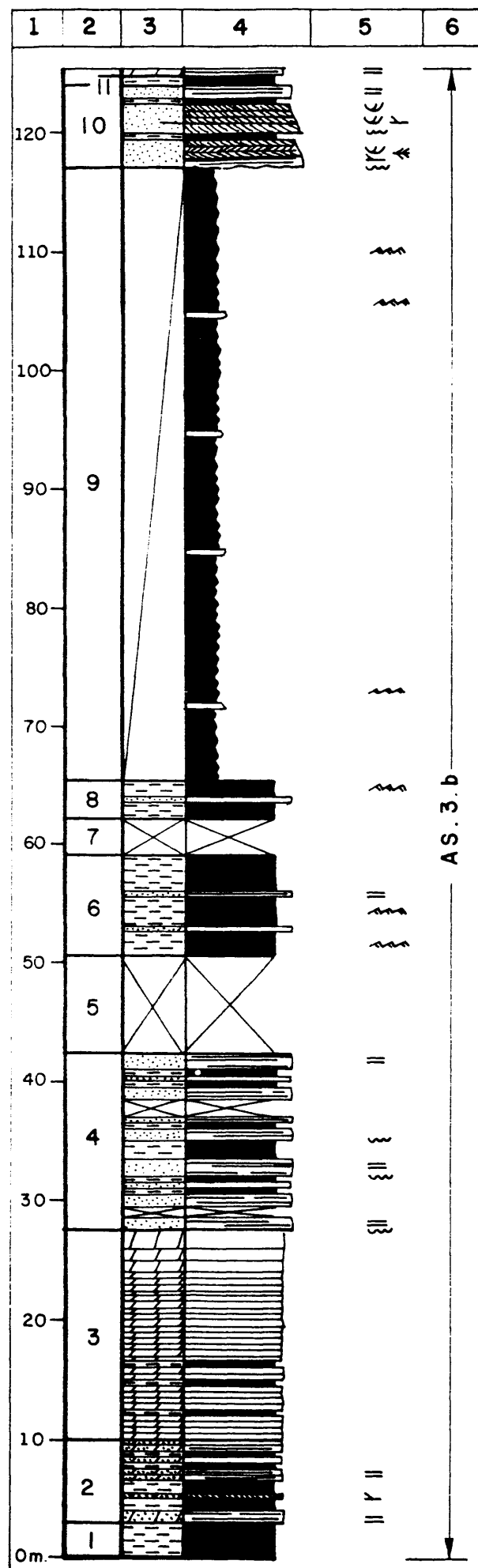


FIGURA 34 : COLUMNA VALDECAÑAS III

lutíticos milimétricos. Acaba el tramo con un nivel masivo mas potente que da al tramo un aspecto estratocreciente (secuencia thickening up - ward).

4. 14.9 m. Alternancias de grauvacas de grano fino a medio; con lutitas y lutitas grauváquicas. Las primeras son en general masivas y presentan base ondulada poco o nada erosiva. Tiene dos tramos cubiertos, uno a la base y otro hacia la mitad.

5. 8.3 m. Cubiertos.

6. 8.2 m. Lutitas finas oscuras y alternancias milimétricas paralelas de grauvacas de grano fino y lutitas grauváquicas. Presenta algunas intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino con base y techos planos, masivas o con laminaciones paralelas.

7. 3.1 m. Cubierto.

8. 3.3 m. Lutitas finas oscuras y grauvacas cuarcíticas que alternan en láminas paralelas milimétricas con lutitas grauváquicas.

9. 51.8 m. Semicubierto, afloran lutitas finas grises o verde oscuras, - que localmente presentan intercalaciones centi a decimétricas de grauvacas de grano fino, masivas, que pueden alternar esporádicamente de - forma milimétrica con lutitas grauváquicas.

10. 6.85 m. Grauvacas de grano grueso a muy grueso. Hacia arriba pasan a - grauvacas y posteriormente a lutitas grauváquicas. Presenta laminación paralela que en corte perpendicular es cruzado planar y de surco con - locales aspectos de bidireccionalidad tipo espina de pescado ("herring bone"). Organizándose como secuencias de granulometría decreciente - (fining upward).

11. 0.8 m. Lutitas finas verdes oscuras, masivas, localmente alteradas, - con escasas intercalaciones lenticulares centimétricas de dolomías ama rillentas micro a macrocristalinas, masivas.

12. 0.6 m. Dolomías micro a macrocristalinas en niveles tabulares centimétricos compuestos por niveles lenticulares microcristalinos, localmente de aspecto brechoide, que son zonas de acumulación de terrígenos y opacos, rodeados por una matriz macrocristalina. Presentan interestratos lutíticos milimétricos.

Techo: Cubierto.

Columna Fresnedoso de Ibor (I) (fig. 5, nº 20; fig. 36)

HOJA 653, Valdeverdeja.

Base: 5°29'42"W 39°41'33" N
Techo: 5°29'56"W 39°41'23" N

Se ha levantado por una senda que conduce desde Fresnedoso de Ibor al río Ibor, proximidades del molino de Santos, al E del paraje denominado Los Ce rrios, está situado aproximadamente 1 Km. al NE de Fresnedoso de Ibor, fig. - 35a.

Base: Cubierta.

1. 11.35 m. Lutitas muy finas, oscuras a negras, con lutitas verdes grauváquicas a la base, son masivas o con tenues laminaciones paralelas. A techo contiene una intercalación grauváquica de grano fino a muy fino masivo o con lenticulas lutíticas milimétricas, base y techo plano.

2. 8.45 m. Cubierto, con un par de afloramientos de poca potencia de lutitas verdosas y lutitas negras masivas.

3. 16.6 m. Lutitas finas a muy finas grises a gris oscuras, con laminaciones paralelas y lenticulas e intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino con laminación paralela. Las lutitas pueden estar alteradas y presentar tonos rojizos.

4. 20.5 m. Lutitas grises masivas, con piritas, a la base aparece un tramo ocre alterado. Presentan locales intercalaciones grauváquicas de - grano fino con laminación paralela y cruzada de surco formada por alternancia milimétrica de grauvacas y lutitas, con bases y techos planos.

5. 6.6 m. Grauvacas de grano fino a medio, masivas, en bancos deci a centimétricos con base plana y techo plano u ondulado. Presenta locales - intercalaciones de grauvacas de grano fino a muy grueso oscuras, masivas.

6. 5.75 m. Cubierto.

7. 7.85 m. Lutitas grises masivas, con locales láminas morado-violetáceas, solo a techo presenta laminación paralela, por alternancia con láminas milimétricas grauváquicas de grano fino, con bases y techos planos.

8. 1 m. Cubierto. A techo lutitas verdosas muy alteradas a tonos rojizos.

9. 17.9 m. Lutitas grises y lutitas arenosas, gris verdosas, con abundantes láminas violetas a la base, hacia techo desaparecen, presentando una laminación paralela por acumulación de clastos en láminas o por alternancia milimétrica con láminas grauváquicas de grano fino, con bases planas, localmente erosivas, que pueden presentar escapes de fluidos (estructuras en llama), de pequeño tamaño, su techo es plano.

10. 17.8 m. Cubierto, locales afloramientos de lutitas grises y gris verdosas.

11. 6.75 m. Dolomías micro a macrocristalinas, arenosas, gris oscuras, en bancos decimétricos hacia muro y centimétricos a techo donde presenta intercalaciones centimétricas de lutitas grises. Normalmente presentan laminación paralela, que localmente pueden ser irregulares.

12. 1.35 m. Alternancia de lutitas finas grises, masivas, con niveles centimétricos de dolomías micro a mesocristalinas, grises, que presentan tenues laminaciones paralelas, o son masivas, con base y techo planos.

13. 8.45 m. Dolomías micro a macrocristalinas, grises, en bancos centimétricos, con laminación paralela, debido a la existencia de láminas macrocristalinas rojizas, con acumulación de óxidos de hierro y terrígenos.

14. 4.15 m. Cubierto.

15. 3.2 m. Dolomías meso a macrocristalinas arenosas, masivas o con laminaciones paralelas planares, en bancos centimétricos que se adelgazan hacia techo hasta desaparecer, pasando a lutitas grises masivas o con tenues laminaciones paralelas, por acumulación de clastos en láminas.

Techo: Cubierto. Por encima aparecen dos tramos dolomíticos de 10.35 m y 27.8 m, separados por un tramo cubierto, que son repetición de los tramos dolomíticos anteriores, y están formados principalmente por dolomías macrocristalinas ankeríticas, pardo-rojizas a grises, masivas o con laminaciones paralelas, en bancos deci a centimétricos, e incluso métricos, con bases y techos planos. Localmente presentan aspecto oqueroso.

Columna Fresnedoso de Ibor (II) (fig. 5, nº 21; 37)

HOJA 653, Valdeverdeja

Base: 5°29'18"W 39°40'56" N
Techo: 5°29'06"W 39°41'10" N

Se ha levantado a lo largo del arroyo del Moral, 1.75 Km. al E de Fresnedoso de Ibor, fig. 35b.

Base: Cubierta, por debajo niveles dolomíticos formando un anticlinal y un sin clinal, que en parte repite los primeros tramos.

1. 11.9 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras, en bancos métricos, masivos.

2. 16.8 m. Cubierto, solo de forma local, afloran dolomías gris oscuras, masivas, en bancos decimétricos.

3. 5 m. Lutitas ocre, masivas, que pasan a grauvacas de grano fino en niveles tabulares deci a centimétricos masivos. Se organizan como secuencias grano y estratocrecientes con bases y techos planos.

4. 10.35 m. Cubierto, muy localmente se aprecian lutitas ocre-verdosas masivas.

5. 0.65 m. Dolomías ankeríticas, macrocristalinas, gris oscura-rojizas, - masivas.

6. 16 m. Cubiertos, con un afloramiento de 1.5 m. hacia la base, en el que afloran lutitas verdes, masivas o con estratificación lenticular.

7. 7.8 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, localmente medio, grises alternando con lutitas y localmente con microconglomerados. Se organizan como secuencias granoderecientes con bases erosivas, onduladas, si las secuencias se inician con microconglomerados y mas planas aunque también erosivas si lo hacen por grauvacas. Son niveles fundamentalmente masivos, aunque se aprecian laminaciones paralelas y cruzadas de surco. Hacia techo pasan a lutitas o lutitas grauváquicas, masivas o con laminaciones paralelas.

8. 2.8 m. Cubiertos.

9. 3.25 m. Lutitas grises, alternando milimétricamente con grauvacas de grano fino a muy fino, formando una laminación paralela que da a la roca un aspecto bandeado. A techo los niveles grauváquicos se hacen algo mas potentes y pueden contener estratificación flaser de las lutitas.

10. 9 m. Cubierto, con un afloramiento de dolomías ankeríticas rojizas en bancos decimétricos masivos.

11. 7.6 m. Grauvacas de grano muy fino, lutitas grauváquicas y lutitas que se organizan como secuencias granoderecientes con bases y techos planos. Las grauvacas presentan laminación paralela y cruzada planar, - marcada por láminas lutíticas rojizas. Las lutitas pueden presentar laminación paralela ondulada milimétrica de las grauvacas o de las limolitas, estratificación lenticular, o ser masivas.

12. 22 m. Cubierto.

13. 8.5 m. Grauvacas de grano fino a medio con laminación paralela fundamentalmente, a veces laminación cruzada planar y de surco, en cuerpos de pequeña escala, base plana, muy poco erosiva y techo plano, pasan a una laminación paralela planar, algo ondulada y localmente irregular. Por último, pasan a lutitas masivas o con tenues laminaciones paralelas, localmente con estratificación lenticular. Se organizan como una única secuencia grano y estratocreciente.

14. 0.95 m. Cubiertos.

15. 21.8 m. Grauvacas de grano fino a medio con laminaciones cruzadas de surco o laminación paralela, que pasan a alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas formando una laminación paralela planar finalmente pasan a lutitas masivas con laminación paralela o a veces con estratificación lenticular. El tramo presenta una base suavemente erosiva, apreciando los niveles grauváquicos solo en la base, organizándose como 5 secuencias con alternancias milimétricas-lutitas, con bases y techos planos.

16. 14 m. Cubiertos.

17. 8.5 m. Limolitas a grauvacas de grano muy fino, masivas localmente con laminaciones paralelas onduladas, que pasan a una alternancia de lutitas y limolitas que forman una laminación paralela y finalmente a lutitas masivas.

18. 14.5 m. Cubiertos. Lateralmente presentan una intercalación terrígena de 6 m. de potencia, hacia la mitad del tramo, que están formados por limolitas y grauvacas de grano muy fino, alternando milimétricamente, que pasan a una alternancia también milimétrica de lutitas y limolitas y a techo lutitas, organizándose como sucesivas secuencias granoderecientes. A techo de la última afloran dolomías ankeríticas, macrocristalinas marrones achocolatadas, con morfología lenticular, que puede ser debida a problemas de afloramiento, su potencia máxima son 3 m.

19. 17.65 m. Grauvacas de grano fino a medio, con laminación paralela dominante y laminación cruzada, su base es erosiva. Por encima aparecen niveles tabulares formados por alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino y limolitas, que hacia techo pasan a alternancias limolitas lutitas, todas formando una laminación paralela planar muy continua. - Hacia techo presenta otra intercalación de grauvacas de grano fino a medio con base suavemente erosiva, masiva o con algunas laminaciones cruzadas en surco.

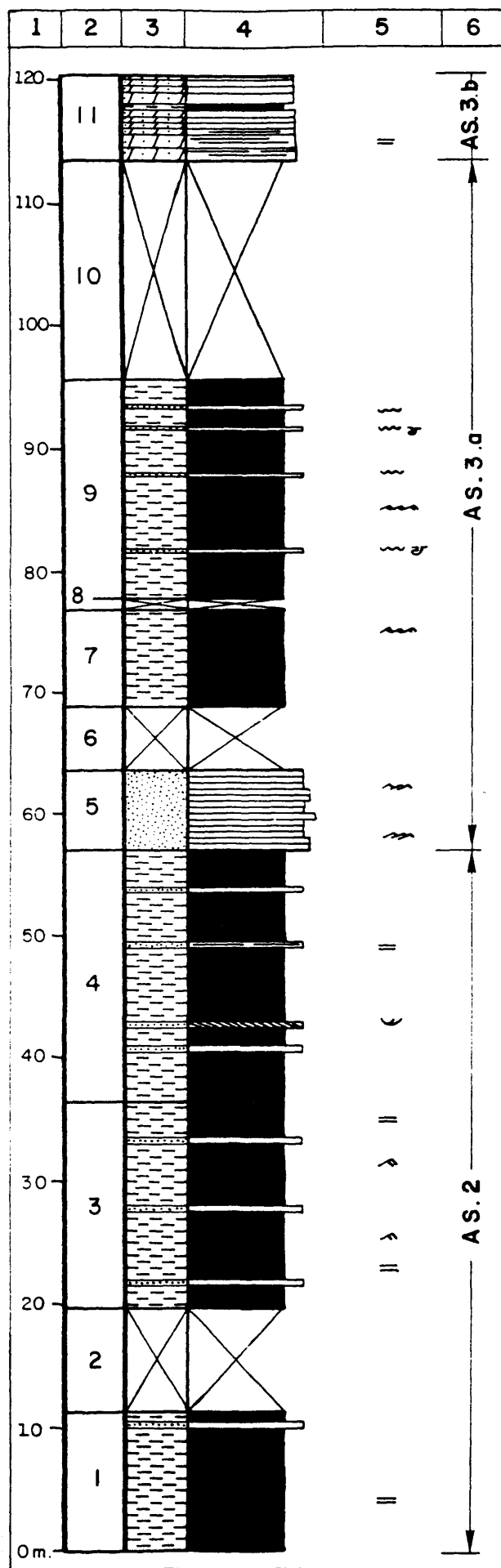


FIGURA 36 : COLUMNA FRESNEDOSO DE IBOR I

HOJA 653. VALDEVERDEJA

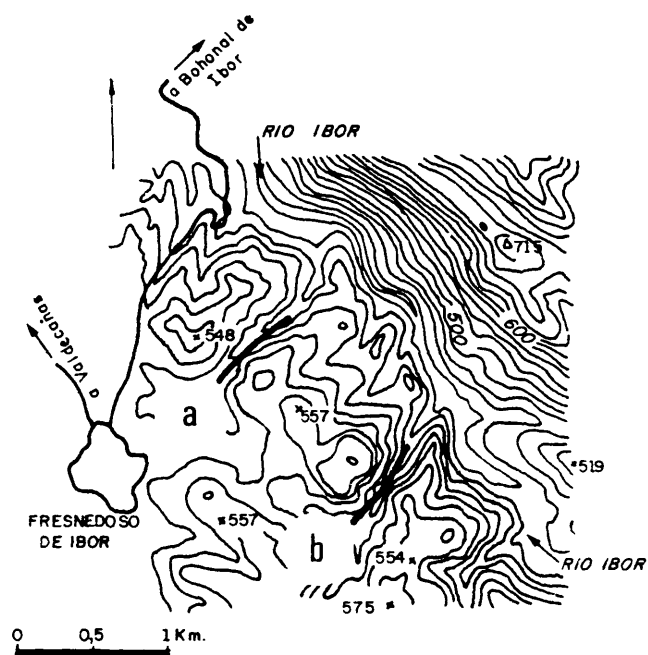
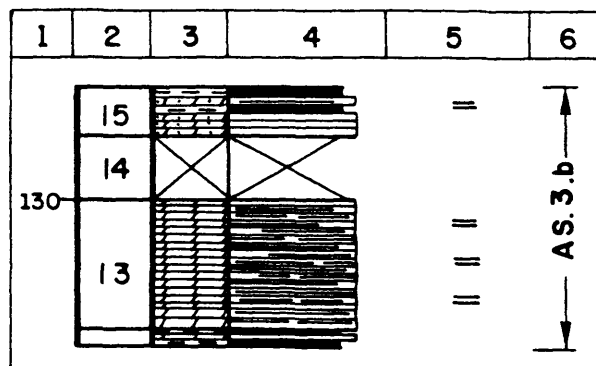


FIG. 35. A - COLUMNA FRESNEDOSO DE IBOR I

B - " " " FRESNEDOSO DE IBOR II



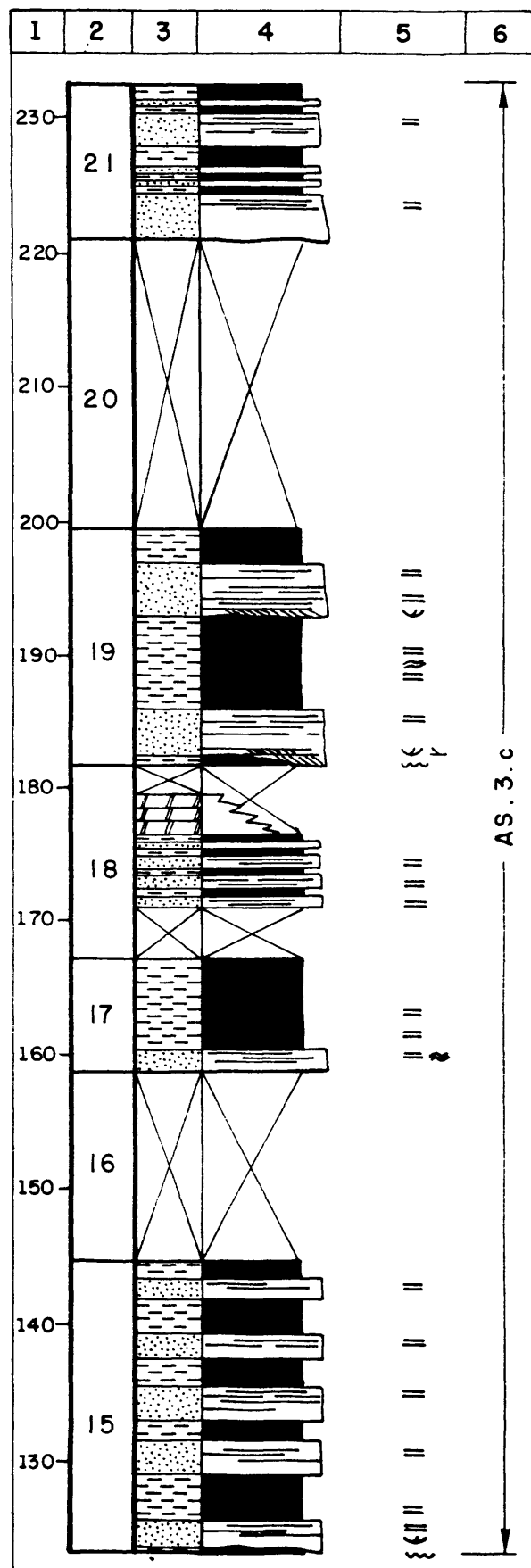
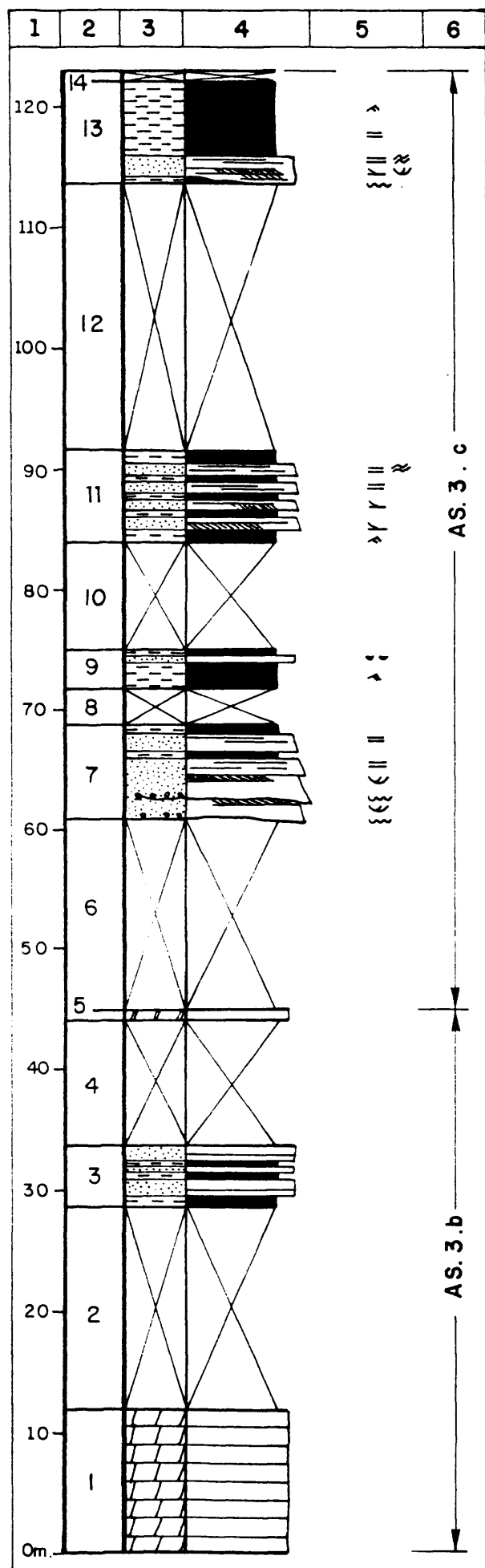


FIGURA 37 : COLUMNA FRESNEDOSO DE IBOR II

20. 21.6 m. Cubiertos.

21. 11.5 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, masivas o con laminaciones paralelas, con base plana suavemente erosiva y techo plano, que pasan a alternancias milimétricas, primero grauvaca-lutita y luego lutita-limolita, para acabar finalmente con lutitas masivas o finalmente las minadas. Organizándose todo el tramo como una serie de secuencias de granulometría decreciente de este tipo.

Techo: Cubierto.

Columna Carretera Castañar-Robledollano (II) (fig. 5, nº 22; fig. 39)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 5°26'52"W 39°37'00" N

Techo: 5°26'47"W 39°37'10" N

Se ha levantado a lo largo de la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, lado izquierdo de la carretera en dirección a Castañar de Ibor, 2.8 Km. al SW de dicho pueblo, en las proximidades de la central eléctrica. Sus últimos tramos se sitúan bajo una casa que se encuentra cerca del río Ibor fig. 38e.

Base: Grauvacas y lutitas grises, fundamentalmente masivas.

1. 2.5 m. Conglomerados cuarcíticos ocre, granosoportados, localmente con abundante matriz grauváquica. Son niveles tabulares de centímetros con bases y techos planos, masivos. Contienen tramos de grauvacas de grano medio a grueso, grises y ocre, con laminación paralela.
2. 30 m. Grauvacas grises de grano fino a muy fino y lutitas grises y ocre, localmente grauváquicas, que localmente son los materiales dominantes en el tramo. Presentan esporádicos niveles de grauvacas marrones, que contienen clastos carbotatados, masivas. Además, también contiene, hacia la base, dos pequeñas intercalaciones de lutitas con cantos (tamaño máximo 1 cm.), los cuales se presentan dispersos en la matriz (paraconglomerado), los cantos son predominantemente de fragmentos de rocas.
3. 53.5 m. Grauvacas gris oscuras, de grano fino a medio, con locales tramos ocre, alterados, de aspecto noduloso, presentan zonas y moteados rojizos a marronáceos, que indican la presencia de material carbonatado en los niveles grauváquicos. Forman grandes bancos (hasta 2 m.) o capas centí a decimétricas masivas o con intercalaciones de los tramos nodulosos con aspectos eslampizados y slump de pequeño tamaño, aislados, que contienen fragmentos de capas. Los niveles mas finos (centimétricos), presentan, a veces, en la base, estructuras en llama, son frecuentes las laminaciones paralelas y localmente cruzadas, junto a tramos totalmente desorganizados con indicios de fluidificación.
4. 8 m. Lutitas grises masivas, localmente semicubiertas.
5. 11 m. Cubierto.
6. 150 m. Máximo visibles. Lutitas gris oscuras a negras o verde oscuras fundamentalmente masivas, con locales láminas milimétricas de tonos mas claros. Presenta numerosos tramos cubiertos y semicubiertos, sobre todo hacia techo.
7. 3 m. Visibles, microconglomerados cuarcíticos grises y ocre, en bancos decimétricos, con bases y techos planos, masivos.

Techo: Cubierto.

Columna Carretera Castañar-Robledollano (I) (fig. 5, nº 23; fig. 40)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 5°26'59"W 39°36'56" N

Techo: 5°27'06"W 39°36'49" N

Se ha levantado a lo largo de la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, lado derecho de la carretera en dirección a Robledollano 3.2 Km. al SW de Castañar de Ibor. fig. 38d.

Base: Lutitas y grauvacas gris oscuras, dominan los niveles lutíticos presentan zonas muy tectonizadas.

1. 1.05 m. Grauvacas gris oscuras con punteado blanco, masivas, muy fracturado por la intrusión del dique de cuarzo que se sitúa a muro. Hacia techo pasa a lutitas verdes y posteriormente negras masivas.
2. 2.3 m. Grauvacas de grano medio a fino verdosas masivas.
3. 0.5 m. Grauvacas verdosas grano fino en 3 bancos decimétricos masivos, con base y techo plano. A techo culminan con un tramo centimétrico de lutitas verde oscuro a negras, masivas.
4. 0.9 m. Grauvacas gris a gris oscuras de grano medio, con bases y techos planos. Finaliza con un tramo lutítico ocre, centimétrico, masivo.
5. 0.2 m. Grauvacas grises en dos tramos a cuyo techo se presentan lutitas ocre, milimétricas, ambos masivos.
6. 0.6 m. Grauvacas grises masivas con base y techo plano.
7. 1.1 m. Grauvacas grises masivas con base y techo plano. A techo un tramo centimétrico de lutitas ocre, masivas.
8. 0.7 m. Grauvacas grises, masivas, con bases y techos planos, son 3 niveles, el segundo de los cuales presenta un intervalo lutítico, centimétrico, a techo, masivo.
9. 1.95 m. Grauvacas gris oscuras de grano medio a fino, con granoselección positiva. Son dos niveles el interior de los cantos presenta cantos blandos cerca del techo.
10. 1.6 m. Grauvacas de grano muy fino a lutitas grauváquicas grises a ocre en este tramo no se pueden separar capas, son masivas.
11. 1.05 m. Grauvacas de grano fino, masivas, con bases y techos planos. Es un tramo compuesto por tres capas.

12. 0.6 m. Lutitas grises con dique de cuarzo que ocupa casi todo el tramo

13. 1 m. Grauvacas grises masivas, muy tectonizadas, posiblemente por la intrusión del dique de cuarzo.

14. 1.65 m. Lutitas y lutitas grauváquicas, verdes y gris-verdosas, masivos, su base está cubierta.

15. 2.95 m. Grauvacas grises de grano fino a medio, mas potentes hacia techo (thickening up), con bases y techos planos. Es un tramo formado por 4 capas, la tercera de las cuales presenta un moteado rojizo de carbonatos y contiene a techo una pequeña intercalación lutítica masiva. La base del tramo está afectada por una pequeña fractura.

16. 0.9 m. Grauvacas gris oscuras masivas, con bases y techos planos, lo forman dos niveles a cuyos techos existen tramos lutíticos milimétricos masivos. El nivel superior presenta cantos blandos a techo.

17. 0.5 m. Grauvacas gris oscuro, con base y techo plano, masivas a techo parece presentar una tenue laminación paralela.

18. 2.15 m. Grauvacas de grano medio gris oscuras, con locales manchas rojizas debido a que contiene carbonatos. Su base no se parecía bien, es masivo y presenta cerca del techo cantos blandos de tamaño variable, mas o menos orientados paralelamente a la estratificación.

19. 1.6 m. Alternancias decimétricas de grauvacas gris oscuras masivas con bases y techos planos; con lutitas oscuras masivas, los tramos lutíticos son mas potentes.

20. 0.75 m. Grauvacas gris oscuras masivas, con base plana, suavemente erosiva y techo plano. A techo existen alternancias centí a milimétricas de grauvacas gris oscuras, masivas, en niveles tabulares o lenticulares y lutitas oscuras, negras.

21. 1.25 m. Grauvacas gris oscuras, masivas con base y techo plano.

22. 4 m. Grauvacas grises con bases y techos planos en bancos masivos que pueden tener cantos blandos de pequeña talla a techo. Este tramo presenta hacia techo niveles menos potentes que presentan estructuras en llama, cuya posición indica inversión de las capas por lo que su parte alta está eslampizada.

23. 1.25 m. Grauvacas ocre verdosas masivas o con tenues laminaciones paralelas, formado por 3 tramos decimétricos, con bases y techos planos cuyo techo está fallado.

24. 5.8 m. Alternancias decimétricas de grauvacas de grano fino verdosas, masivas con bases y techos planos, hacia la base presentan intercalaciones lutíticas negras o verdosas masivas. Es un tramo también fuertemente tectonizado.

25. 1.2 m. Lutitas verde oscuras a negras con locales intercalaciones centimétricas grauváquicas, masivas.

26. 3.4 m. Alternancias centimétricas de niveles grauváquicos de grano fino, masivos, con intercalaciones milimétricas lutíticas a techo de los niveles grauváquicos. A techo desaparecen los intervalos lutíticos y las grauvacas presentan laminación paralela espaciada a techo. Presentan un moteado rojizo por la presencia de carbonatos en los niveles grauváquicos así como una tendencia estratocreciente (thickening up).

27. 7.75 m. Grauvacas gris oscuras con manchas marrones de carbonatos, masivas, está formado por 2 ó 3 niveles grauváquicos, aunque no es muy claro por estar movido tectónicamente.

28. 0.35 m. Lutitas verdes masivas, con una fina intercalación de grises, masivas.

29. 10.3 m. Grauvacas gris oscuro a verdosas. La base presenta irregularidades y puede ser algo erosiva hacia la parte media aparecen cantos blandos de lutitas negras con formas discoidales y muy aplanadas, a techo hay un tramo con numerosos cantos blandos orientados mas o menos paralelamente a la estratificación. Son niveles decimétricos con base y techo plano.

30. 0.8 m. Grauvacas de grano fino gris oscuras a negruzcas con punteado blanco, son masivas.

31. 5.3 m. Grauvacas gris oscuras en potenciales bancos de hasta 1.4 m. son cinco bancos, separados por niveles de lutitas de 5 cm. máximo, masivos, solo en el último nivel a techo, aparecen laminaciones paralelas con pequeños cantos blandos entre el tramo masivo y el laminado.

32. 2.25 m. Lutitas negruzcas a verde oscuras con locales tramos de grauvacas gris oscuras o verde claras, que dominan en la parte alta, son niveles masivos con bases y techos planos.

33. 7.35 m. Grauvacas gris oscuras de grano fino a medio, en niveles centí a decimétricos, con una ligera tendencia estratocreciente (thickening up), presentan base plana, con, en un caso, estructuras en llama, los tramos mas gruesos presentan cantos blandos a techo o cerca de el, normalmente en un nivel definido, pudiendo ser muy grandes (hasta 10 cm.) alternan con niveles lutíticos oscuros masivos.

34. 3.1 m. Grauvacas gris oscuras en tramos centimétricos, masivos, con base plana, en un caso erosiva y techo plano; alternan con lutitas oscuras masivas.

35. 5.55 m. Grauvacas gris oscuras masivas en bancos tabulares o con laminaciones paralelas a techo de los bancos superiores. Presentan localmente aspecto fluidificado. A techo, algunos niveles contienen intercalaciones centimétricas de lutitas negras. Forman una megasecuencia estratodecreciente ocupando el primer nivel la mitad del tramo.

36. 3.75 m. Grauvacas gris oscuras de grano medio a fino, en capas centí a centimétricas, masivas o con raras laminaciones paralelas; con niveles centí a decimétricos de lutitas oscuras masivas, que dominan a techo del tramo. Forman una secuencia estratodecreciente.

37. 2.5 m. Grauvacas en un banco masivo (2 m.) con base y techo plano. A techo presenta grauvacas de grano mas fino con laminación paralela y finalmente lutitas negruzcas masivas.

38. 1.6 m. Grauvacas de grano fino, masivas, constituido por dos niveles con lutitas oscuras masivas a techo.

OJA 681 CASTAÑAR DE IBOR

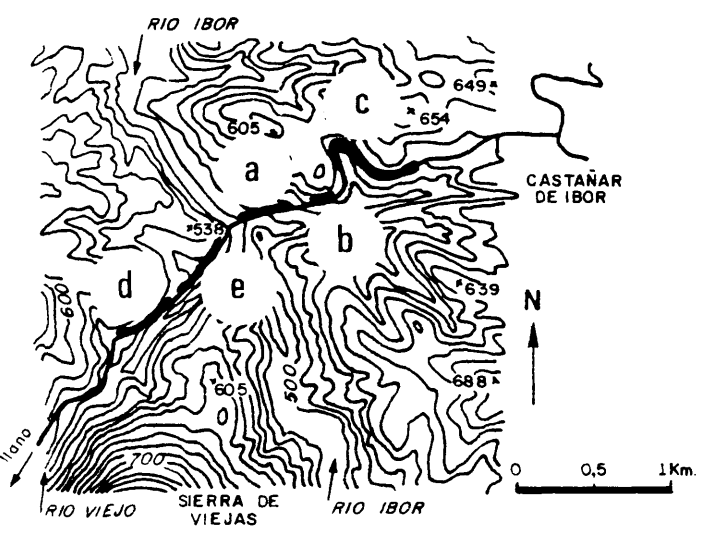


FIG. 38 : A-COLUMNA CASTAÑAR DE IBOR I
B- " " " CASTAÑAR DE IBOR II
C- " " " CASTAÑAR DE IBOR III
D- COLM.CASTAÑAR ROBLDOLLANO I
E- COLM.CASTAÑAR ROBLDOLLANO II

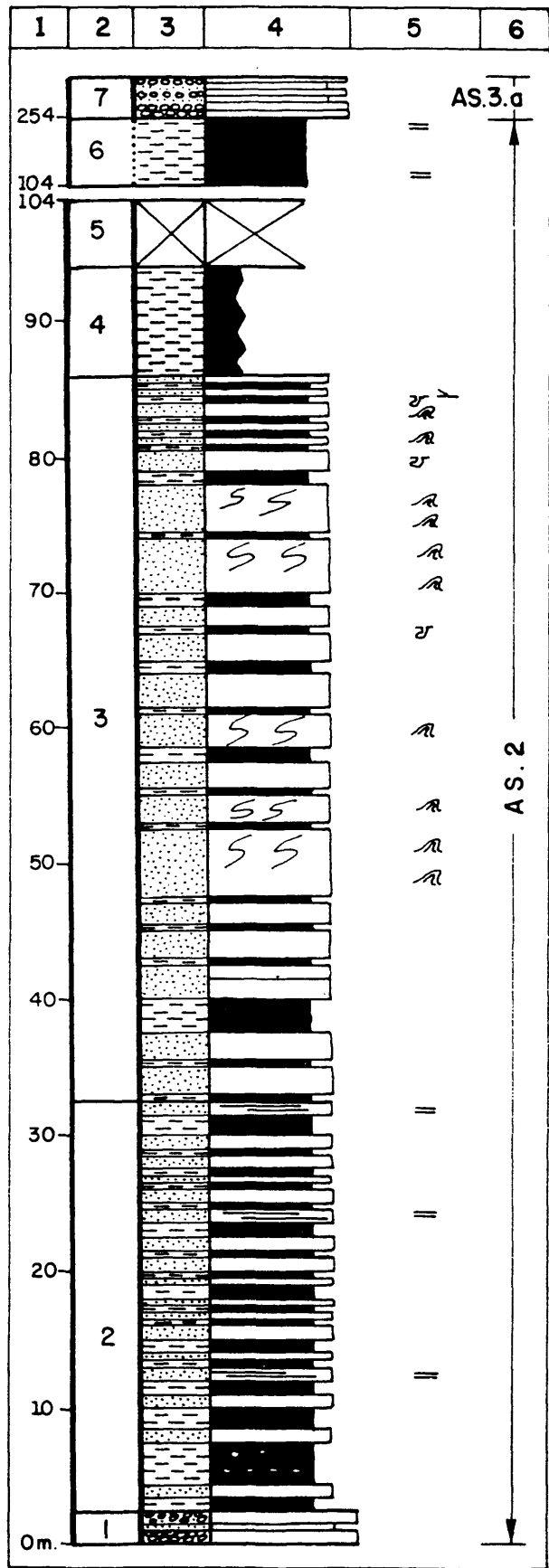


FIG. 39 : COLUMNA CTRA. CASTAÑAR ROBLDOLLANO I

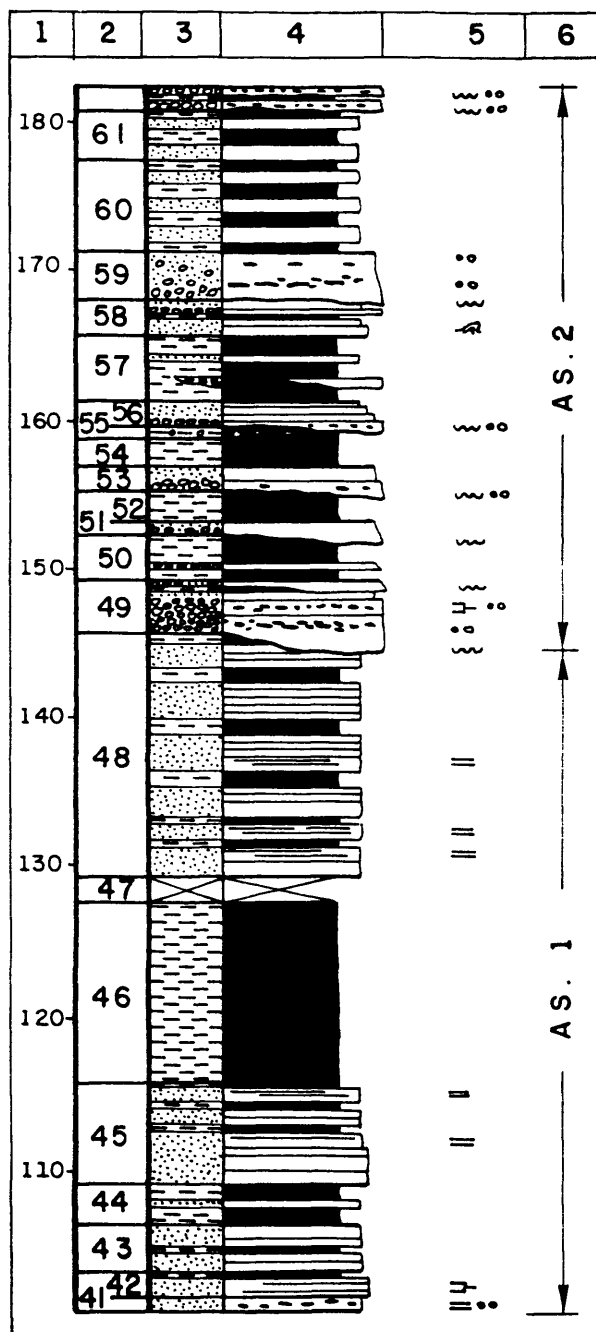
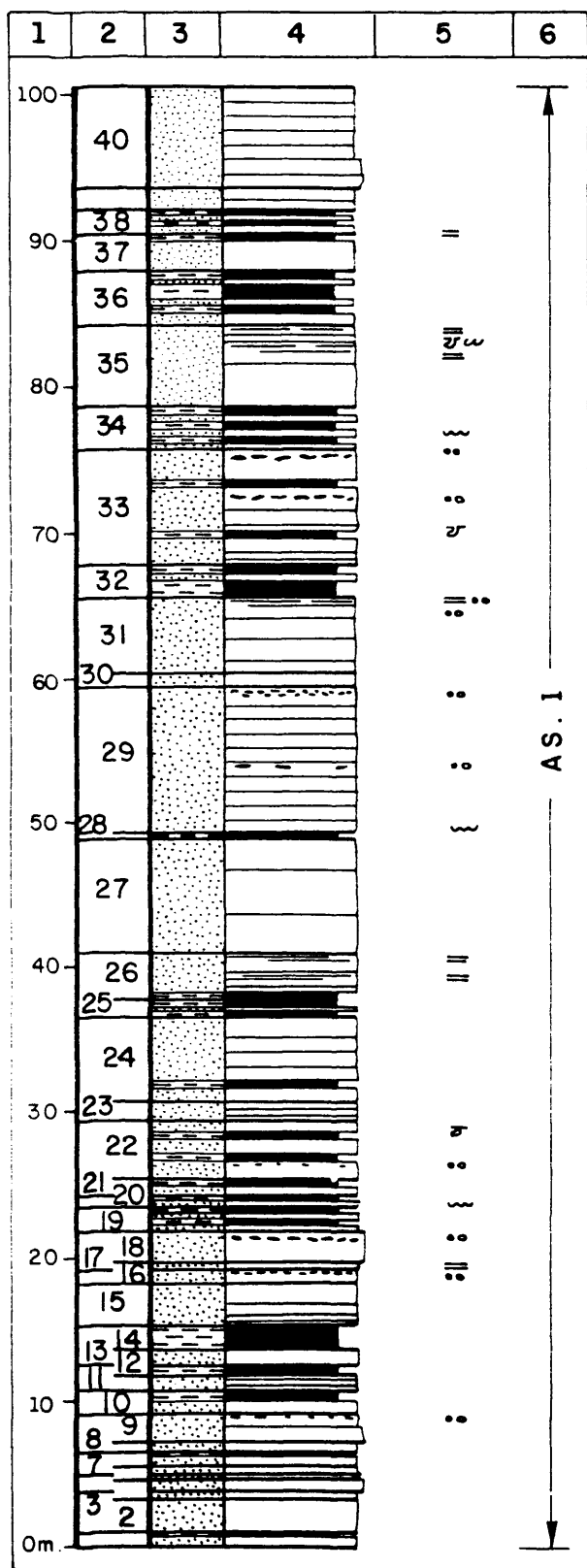


FIGURA 40 : COLUMNA CTRA. CASTANAR-ROBEDOLLANO I

39. 1.5 m. Grauvacas masivas con base y techo plano, el tramo lo forman dos bancos, el segundo está cortado por una fractura a techo.

40. 7 m. Grauvacas gris oscuras, su base está fuertemente tectonizada por lo que no se aprecian claramente niveles, salvo a techo del tramo, son grauvacas de grano medio a fino, masivas, en bancos decimétricos con base y techo plano.

41. 1 m. Grauvacas de grano medio a fino, masivas a la base y con lamina ción paralela a techo, en un nivel entre el tramo masivo y el laminado se encuentran cantos blandos de gran tamaño (hasta 20 cm.) que se disponen en un nivel subparalelo a la estratificación. Son dos niveles de cimbrios con base y techo planos.

42. 1.8 m. Grauvacas de grano medio, en bancos centi a decimétricos, masivas, con bases y techos ondulados, que se amalgaman lateralmente. A techo presentan algunas intercalaciones de lutitas gris verdosas masivas localmente laminadas.

43. 3.1 m. Grauvacas grises, de grano medio a fino, masivas, en bancos centi a decimétricos con bases y techos planos, presenta una intercalación de lutitas gris verdosas oscuras, masivas.

44. 2.6 m. Lutitas gris oscuras a verde negruzcas, masivas o con tenues laminaciones paralelas, presentan una intercalación de grauvacas claras, masivas, con base y techo plano.

45. 6.75 m. Grauvacas de grano medio a fino, masivas a la base y con laminación paralela a techo, en niveles centi a decimétricos, con bases y techos planos. Presentan algunas intercalaciones lutíticas oscuras, masivas a techo de las laminaciones paralelas.

46. 12 m. Lutitas masivas o con muy locales laminaciones paralelas, presentan algunas intercalaciones dispersas de grauvacas ocre-verdosas de grano fino a medio, masivas, algunos niveles presentan laminación paralela a techo, tienen bases y techos planos.

47. 1.65 m. Cubierto. Zona fuertemente tectonizada con aspecto milonítico

48. 16.35 m. Máximo visible. Grauvacas de grano medio a fino oscuras que parecen organizarse como una secuencia estratodecreciente (thinning up) formada por tramos decimétricos fundamentalmente masivas o con laminaciones paralelas en el techo de algunos bancos se presentan esporádicamente lutitas verdosas masivas.

49. 3.45 m. Conglomerados, microconglomerados y grauvacas microconglomeráticas con locales intercalaciones lutíticas, presenta una tendencia estratodecreciente (thinning up) y granodereciente (fining up). Se organizan como niveles centi a decimétricos, que lateralmente pueden amalgamarse o desaparecer, siendo sus límites difusos, localmente erosivos, son masivos y pueden contener cantos blandos, normalmente de gran tamaño, e intercalaciones hacia muro de grauvacas masivas. Localmente los conglomerados no son granosoportados siendo por lo tanto paraconglomerados. Todo el tramo es erosivo sobre el tramo inmediatamente inferior.

50. 3.1 m. Lutitas grises o verdosas, masivas, con una intercalación decimétrica de grauvacas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas, masiva con base y techo plano.

51. 0.85 m. Conglomerados a grauvacas de grano grueso, formando un nivel lenticular, con base erosiva y techo plano, masivo.

52. 2.15 m. Lutitas grises o verdosas masivas, localmente tectonizadas.

53. 1.6 m. Conglomerados, microconglomerados y grauvacas, disminuyendo la cantidad de cantos tanto lateralmente como verticalmente, hacia techo. Presentan base erosiva con aspecto masivo y cantos blandos de lutitas negras de hasta 7 cm. Es cortado oblicuamente por una pequeña fractura hacia el tramo superior.

54. 2 m. Lutitas grises o verdosas muy tectonizadas.

55. 0.65 m. Lutitas negras, con masas irregulares, subtabulares, de conglomerados masivos, con cantos blandos alargados.

56. 1.8 m. Conglomerados a grauvacas microconglomeráticas, localmente grauvacas de grano medio a grueso, su base es erosiva, presenta aspecto masivo con cantos blandos dispersos y esporádicos. A techo los cantos dejan de estar en contacto presentando aspectos paraconglomerático.

57. 4.3 m. Lutitas grises a verdes muy tectonizadas, contiene tramos microconglomeráticos lenticulares, masivos y tramos tabulares grauváquicos también masivos.

58. 2.45 m. Grauvacas de grano fino a medio gris oscuras, a techo presenta intercalaciones de lutitas oscuras masivas y grauvacas microconglomeráticas. Los niveles de la base contienen lutitas masivas con formas muy irregulares, con aspecto eslumizado.

59. 3.3 m. Grauvacas conglomeráticas gris oscuras con base fuertemente erosiva, masiva con numerosos cantos blandos que pueden ser de gran tamaño, dispersos o acumulados en niveles subparalelos a la estratificación.

60. 6 m. Alternancia de niveles decimétricos de grauvacas ocre, masivas con bases y techos planos, con lutitas ocre, masivas en niveles decimétricos a métricos. Este tramo está muy tectonizado.

61. 3.25 m. Alternancias decimétricas de grauvacas y lutitas rojizas (alteradas), con límites planos, ambos masivos presenta algunas pequeñas fracturas transversales a las capas que están con horizontales.

62. 1.6 m. Conglomerados rojizos con numerosos cantos blandos, aparecen en dos niveles separados por un tramo grauváquico masivo rojizo. Están muy alterados y sus bases no se aprecian con claridad. Lateralmente está fallado, repitiéndose serie.

63. Lutitas y grauvacas muy tectonizadas, por encima cubierto.

Columna Castañar de Ibor (I) (fig. 5, nº 24; fig. 41)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 5°26'32"W 39°37'16"N

Techo: 5°26'27"W 39°37'16"N

Se ha levantado en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, la do izquierdo de la carretera hacia Castañar de Ibor. Su base se situa en los primeros afloramientos a lado del puente sobre el rio Ibor, 2.5 Km. Al WSW de Castañar de Ibor, fig. 38a.

Base: Materiales similares, aparentemente, a los que forman los primeros tramos de este corte en la margen derecha del rio Ibor en zonas de muy difícil acceso. Su potencia no se ha podido medir.

1. 1.3 m. Alternancia de grauvacas grises, de grano fino y pardas de grano medio, ambas masivas, con intercalaciones de lutitas grauváquicas con laminación paralela y lenticulas grauváquicas de base plana y techo curvo (ripples).

2. 0.95 m. Grauvacas grises y verdosas de grano fino a muy fino, masivas o con esporádicas laminaciones paralelas y estratificación flaser de lutitas verdes.

3. 2.05 m. Grauvacas de grano grueso a muy grueso, grises y pardas, masivas, localmente están muy alteradas, se presentan en bancos centi a decimétricos de granulometría decreciente, con bases levemente erosivas y techo planos. Algunos niveles, a techo, presentan esporádicas laminaciones paralelas.

4. 16.4 m. Alternancia de grauvacas grises y pardas de grano fino a muy fino, con lutitas oscuras masivas. El tramo presenta intercalaciones lenticulares de grauvacas de grano medio a grueso, oscuras, marrones, muy alteradas, con laminaciones paralela planar y ondulada, laminaciones cruzadas de surco y ripples de corriente, algunas lenticulas son masivas.

5. 3 m. Alternancia de grauvacas grises y pardas de grano fino a muy fino con lutitas oscuras, masivas, en niveles centi a milimétricos que le dan al tramo un aspecto bandeado.

6. 2.8 m. Alternancias milimétricas de grauvacas grises y pardas de grano fino y lutitas oscuras, con intercalaciones lenticulares de grauvacas marrón oscuras, de grano medio a grueso, muy alteradas, con laminaciones cruzadas de surco, paralelas y a veces aspecto masivo.

7. 2.05 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, grises y pardo grisáceas, con piritas, que presentan halos circulares, y aspecto masivo, aunque por zonas relacionadas con secuencias de granulometría decreciente, presentan de base a techo de secuencias laminación cruzada, laminación paralela (WAVY) y estratificación flaser y lenticular.

8. 0.85 m. Grauvacas de grano grueso, pardas y grises, masivas, algo alteradas, con base plana levemente erosiva sobre la que aparecen cantos blandos estrechos y alargados. A techo presentan estratificación flaser.

9. 0.85 m. Alternancias centimétricas de grauvacas de grano medio a fino con base plana, laminación paralela ondulada y techo ondulado por ripples; con alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino grises y lutitas oscuras, localmente alguna de estas láminas se corta con muy bajo ángulo.

10. 1.85 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, masivas, a techo presentan intercalaciones milimétricas de lutitas grises, masivas.

11. 2.65 m. Grauvacas oscuras, de grano grueso a medio, con base erosiva con cantos blandos, son masivas, aunque en un caso aparece laminación cruzada de surco. Se organizan como secuencias de granulometría decreciente con tendencia estratodecreciente, intercalándose hacia el techo de cada secuencia niveles lutíticos grises con láminas grauváquicas onduladas (wavy).

12. 1.4 m. Alternancias milimétricas de grauvacas grises y pardas de grano fino a muy fino, con lutitas grises a gris oscuras, formando una laminación paralela.

13. 1.55 m. Grauvacas de grano medio, con base erosiva, que presenta cantos blancos, masiva, pasan a lutitas grises con láminas grauváquicas, organizándose como secuencia de granulometría decreciente.

14. 7.7 m. Alternancias milimétricas de grauvacas grises y pardas de grano fino a muy fino, con lutitas oscuras. Presentan intercalaciones de niveles lenticulares de grauvacas marrón oscuro, de grano medio a grueso muy alterados, masivos o con laminaciones paralelas o cruzadas de surco.

15. 1.6 m. Grauvacas de grano fino a medio, grises, masivas, su base está algo cubierta, a techo presenta alternancias milimétricas de grauvacas y lutitas con niveles lenticulares de grauvacas de grano medio alterados.

16. 2.05 m. Alternancia de grauvacas ocre de grano fino en bancos centimétricos y lutitas grises, masivas, en nivelillos milimétricos. Los tramos grauváquicos están con frecuencia ondulados (aspecto "wavy") y presentan estratificación flaser de lutitas grises.

17. 0.7 m. Grauvacas oscuras a ocre, masivas, de grano grueso a medio, con base y techo planos.

18. 1.4 m. Grauvacas grises y ocre de grano fino a muy fino, masivas su parte alta está semicubierta. No se aprecia bien la geometría de los cuerpos.

19. 2.05 m. Alternancias milimétricas raramente centimétricas de grauvacas grises y pardas de grano fino a muy fino y lutitas grises. Presenta pasadas tabulares o lenticulares, grauváquicas, centimétricas, con base plana o erosiva y techo plano.

20. 4.55 m. Grauvacas de grano fino a grueso, pardas a negruzcas, en bancos centi a decimétricos, tabulares, masivos en algun caso se aprecian bases algo erosivas. Localmente parecen organizarse en secuencias grano y estratodecrecientes.

21. 7.3 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino grises y lutitas grises a gris oscuras, con abundantes intercalaciones tabulares y lenticulares de grauvacas masivas, con base plana, localmente erosiva y techo plano. Estos niveles pueden estar alterados.

22. 1 m. Cubierto.

23. 4 m. Grauvacas de grano fino a grueso, pardas a negruzcas, en bancos - centi a decimétricos, masivos, con bases planas, en ocasiones algo erosivas y techos planos. A techo presenta intercalaciones compuestas por alternancias milimétricas de grauvacas grises de grano fino y lutitas oscuras.

24. 1 m. Cubierto.

25. 8.2 m. Grauvacas de grano grueso pardas a negruzcas, o de grano fino - grises, en niveles centi a decimétricos, con bases planas, en ocasiones erosivas y techos planos. Son masivas o con tenues laminaciones paralelas y cruzadas de surco, en algunas bases se aprecian cantos blandos. A techo pasan a alternancias mili a centimétricas de grauvacas de grano fino con lutitas, con dominio de las primeras, esporádicamente se observan masas lenticulares, irregulares, de grauvacas grises de grano fino, que presentan cantos de hasta 3 mm. con pasadas laminares mas o menos onduladas e irregulares de lutitas oscuras. En el techo del tramo los bancos se hacen menos potentes siendo sus bases planas.

cho: Cubierto.

luma Castañar de Ibor (II) (fig. 5, n°25; fig. 42)

A 681, Castañar de Ibor.
e: 5°26'15"W 39°37'19" N
cho: 5°26'09"W 39°37'20" N

Se ha levantado en la cantera de dolomías que se encuentra en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, 1.7 km. al WSW de Castañar de Ibor, - 18. 386.

e: Cubierta.

1. 1.5 m. Dolomías macrocrystalinas, ankeríticas, achocolatadas, con base plana y techo con formas monticulares. En su interior se aprecia la laminación paralela planar irregular.

2. 2.65 m. Grauvacas de grano fino a muy fino en niveles tabulares masivos, se aprecian localmente láminas de lutitas, mas o menos oscuras, que pueden llegar a ser lenticulares.

3. 3.1 m. Dolomías ankeríticas, marrones, achocolatadas, masivas o con laminaciones paralelas planares irregulares. En algunos puntos están formadas por varios cuerpos tabulares con tenencia estratodecreciente.

4. 0.2 m. Arcillas rojizas, nivel de alteración a techo de las dolomías - con base y techo fuertemente irregulares.

5. 3 m. Lutitas grauváquicas y lutitas negruzcas masivas o con tenues laminaciones originadas por alternancias de láminas ricas y pobres en óxidos de hierro, hacia techo se intercalan algunos niveles de grauvacas de grano fino a muy fino con cemento dolomítico pardos a negruzcos, tienen bases y techos planos, excepto los mas gruesos cuya base puede ser erosiva.

6. 2.2 m. Dolomías ankeríticas oscuras, casi negras a cuya base se sitúa un nivel de arcillas rojizas fino e irregular. Presentan laminación paralela planar irregular o son masivas. Su techo está semicubierto.

7. 1.55 m. Cubierto.

8. 5.5 m. Grauvacas grano fino a muy fino, masivas o con algunas laminaciones cruzadas planares muy tendidas, en niveles tabulares de hasta 15 cm. de potencia con bases y techos planos. Su techo está localmente alterado.

cho: Zona muy tectonizada, arenas y arcillas marrón oscura, con fragmentos - de capas en su interior.

luma Castañar de Ibor (III) (fig. 5, n°26; fig. 43)

A 681, Castañar de Ibor.
e: 5°26'04"W 39°37'24" N
ho: 5°25'35"W 39°37'27" N

Se ha levantado en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, la izquierda hacia Castañar de Ibor, 1.5 km. al WSW de Castañar de Ibor fig.

e: Cubierta. Zona muy tectonizada. Arenas y arcillas marrón oscuras.

1. 24.65 m. Lutitas y limolitas, localmente grauváquicas con tonos variables ocre, marrones y grises. Su estructura dominante es la laminación paralela. El tramo está tectonizado presentando un pequeño pliegue sinclinal-anticlinal, cuyo flanco sur sinclinal está verticalizado y fallado.

2. 12 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, grises y ocre masivas, con cantos blandos a la base la cual es plana, levemente erosiva. Presenta intercalaciones de una alternancia de lutitas y limolitas cuarcíticas con límites planos localmente irregulares. El tramo acaba en una pequeña fractura.

3. 11.8 m. Grauvacas gris verdosas grano medio a muy fino, en niveles tabulares, masivas con locales laminaciones cruzadas de surco en zonas donde existe alteración. Presenta algunas intercalaciones de alternancias milimétricas de lutitas y limolitas con grauvacas de grano muy fino en niveles tabulares.

4. 3.7 m. Cubiertos.

5. 17.7 m. Grauvacas de grano fino a medio-grueso, grises, verdes y pardos, masivas. Presentan dominante laminación paralela por alternancias de láminas con mas o menos matriz. Ocasionalmente la laminación es ondulada y raras veces cruzada de surco. Aparecen en niveles tabulares con tendencia estratodecreciente (thickening). Localmente se encuentran intercalados lutitas oscuras masivas en niveles centimétricos.

6. 3 m. Cubierto, posible fractura.

7. 1 m. Grauvacas grises grano fino a medio, masivas. No se aprecia bien la morfología de las capas debido a sus malos afloramientos y a la intensa esquistosidad que presentan.

8. 4 m. Lutitas ocre y violáceas con laminaciones paralelas milimétricas formadas por niveles de limolitas grauváquicas con algunos clastos de tamaño arena grano fino, estos en ocasiones pueden ser lenticulares.

9. 3.2 m. Cubierto hacia techo afloran grauvacas ocre de grano fino masivas y lutitas amarillentas.

10. 17.35 m. Alternancias de grauvacas grises y gris verdosas de grano fino, masivas, a veces con laminaciones paralelas, que pueden formar surcos; con lutitas ocre, amarillentas y violáceas que se presentan intercaladas entre si. Los niveles grauváquicos son tabulares pudiendo presentar algunas bases erosivas y techos planos. Se observan algunas secuencias estrato y granodecrecientes (thinning-fining up), pero ninguna tendencia general.

11. 14.05 m. Grauvacas de grano fino gris verdosas a verdosas con bases planas, erosivas, masivas, alternando con lutitas masivas, formando 2 cuerpos lenticulares. Entre estos cuerpos lenticulares afloran dispersamente lutitas y limolitas cuarcíticas con laminación paralela dominante, lo que les da un aspecto bandeado.

12. 17.9 m. Lutitas y limolitas con laminación paralela y lenticular, por cambios de color, aspecto bandeado, tonos desde negros a violáceo-marrados y blanco amarillentos.

13. 6.85 m. Grauvacas de grano fino, gris verdosas a oscuras con una fina laminación paralela. Una zona está ligeramente alterada. Forma un tramo de aspecto lenticular.

14. 1.2 m. Lutitas y limolitas con laminación paralela, aspecto bandeado.

15. 2.5 m. Grauvacas de grano fino gris a verdes con laminación que siendo paralela, pero mas amplia, por alternancias con limolitas cuarcíticas.

16. 13.8 m. Lutitas y lutitas grauváquicas con laminación paralela, negras, violáceas, etc. con intercalaciones tabulares centimétricas de grauvacas violáceas de grano medio, masivas e intercalaciones tabulares decimétricas de grauvacas marrones masivas alteradas.

17. 1.9 m. Limolitas cuarcíticas con laminaciones paralelas.

18. 2.15 m. Lutitas con tonos variados con una esquistosidad intensa.

19. 2.1 m. Limolitas cuarcíticas y grauvacas de grano muy fino. Forman cuerpos tabulares con base y techo plano centi a decimétricos, con laminación paralela.

20. 6 m. Lutitas oscuras y blanco-amarillentas con otros tonos de menos abundancia que le dan un aspecto laminado. Contienen varias intercalaciones grauváquicas centi a decimétricas, masivas, alteradas.

21. 4.9 m. Alternancia centimétrica de limolitas cuarcíticas y grauvacas de grano muy fino, con aspecto de conjunto laminado. Hacia arriba pasan a grauvacas de grano fino a medio, grises y amarillentas, masivas con bases planas a onduladas (erosivas) y techos ondulados por ripples. Finalmente pasan a grauvacas grano medio a grueso alterados, forman una secuencia estrato y granocreciente (thickening coarsening up).

22. 12.1 m. Lutitas negruzcas y violáceas con aspecto laminado, presenta intercalaciones de lutitas grauváquicas verdes y grauvacas marrones, masivas, centimétricas alteradas. Hacia la mitad está cortado por una pequeña fractura.

23. 5.75 m. Grauvacas de grano fino, verdosas y gris oscuras, masivas. No se aprecia bien la morfología de las capas, contiene una pequeña intercalación de lutitas negruzcas y violáceas con aspecto laminado.

24. 29.9 m. Lutitas negras a violáceas con aspecto laminado con frecuentes intercalaciones de lutitas masivas y grauvacas de grano fino, grises y marrones, alteradas, ambas masivas. Acaba con un tramo alterado grauváquico sobre el que hay un nivel con base fuertemente ondulada.

25. 30.45 m. Grauvacas masivas, con esporádicas laminaciones paralelas. Contiene algunas intercalaciones lutíticas laminadas mas importantes hacia la base, la cual está fuertemente ondulada.

26. 13.6 m. Grauvacas moradas y violáceas en niveles tabulares centimétricos, contiene tramos con laminación paralela, por alternancias de grauvacas verdosas y ocre. También contiene tramos subordinados de lutitas, acabando por uno de estos.

27. 3.8 m. Cubierto.

28. 14.7 m. Lutitas marrón verdosas y ocre, masivas, con alguna intercalación tabular de grauvacas marrón rojizas, masivas.

29. 3 m. Cubierto.

30. 1.55 m. Grauvacas grises y rojizas a pardo-amarillentas, ambas masivas con base y techo plano. La base del tramo está semicubierta.

31. 3.2 m. Grauvacas grano fino, rojizas (alteradas), ocre pardos y marrones alternando con lutitas grauváquicas y lutitas dando un aspecto de laminación paralela milimétrica.

32. 8.45 m. Grauvacas de grano medio claras a la base y de grano fino a muy fino, gris oscuras a techo. Son predominantemente masivas, con esporádicas laminaciones paralelas y cruzadas de surco. En general en los tramos mas finos la laminación también es mas fina.

33. 1.4 m. Lutitas blancuzcas y amarillentas, alteradas, con pasadas milimétricas de grauvacas moradas que dan resalte.

34. 3.75 m. Grauvacas de grano fino marrones, alteradas con laminación paralela. A techo del tramo alternancia en láminas milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas con grauvacas de grano muy fino.

35. 8.05 m. Grauvacas de grano medio a muy fino desde grises a negras y marrones, con zonas rojizas debido a la existencia de grandes piritas. Presenta laminación paralela y laminación cruzada de surco.

36. 1.45 m. Lutitas y lutitas grauváquicas negras a ocre masivas.

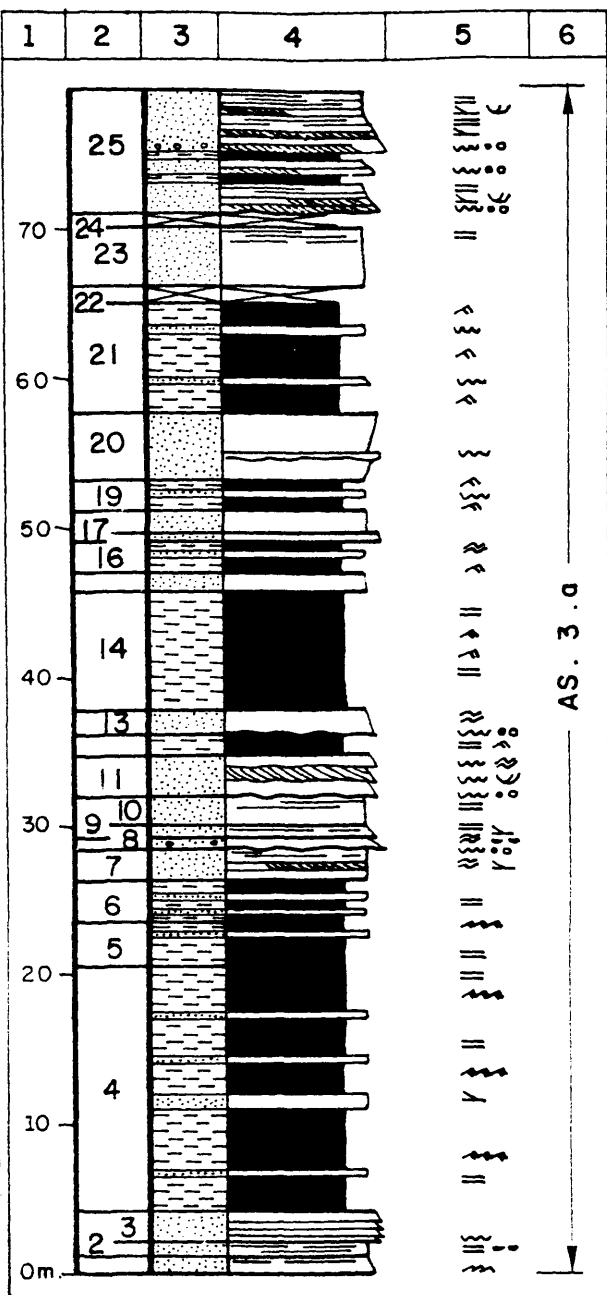


FIG. 41 : COLUMNA CASTAÑAR DE IBOR I

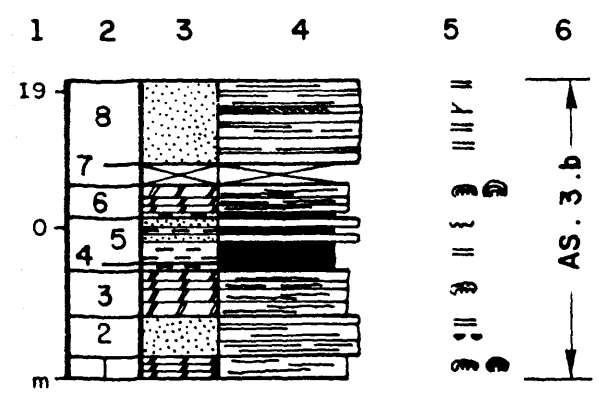


FIG. 42 : COLUMNA CASTAÑAR DE IBOR II

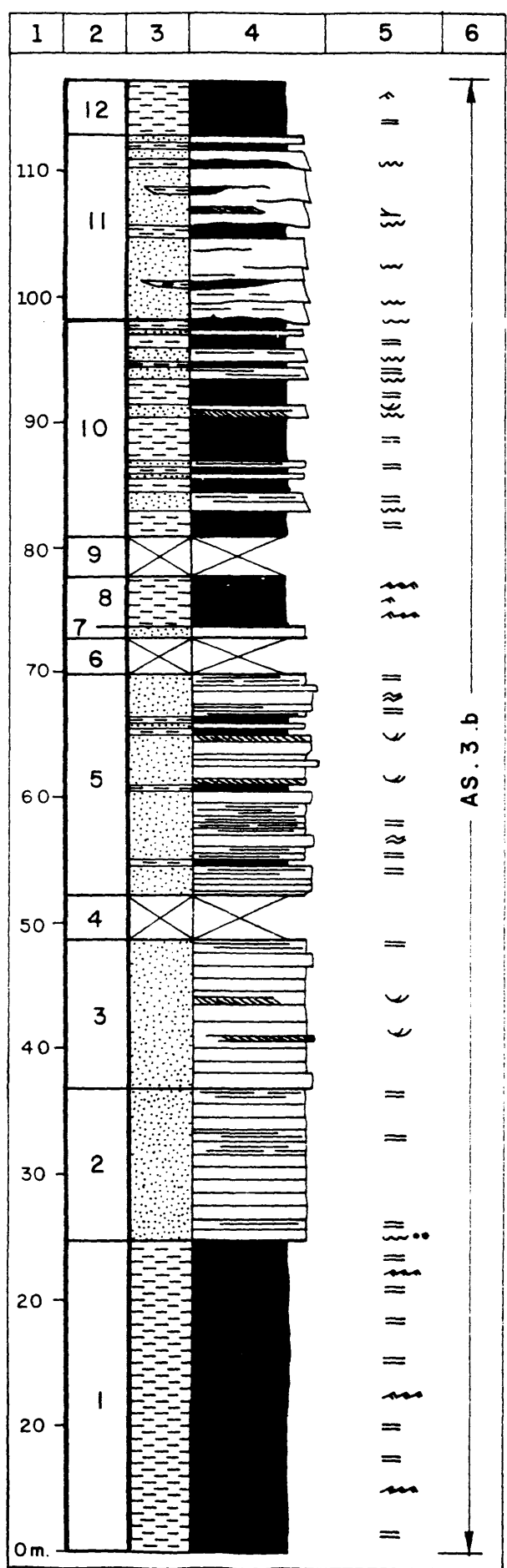


FIG. 43 : COLUMNA CASTANAR DE IBOR III

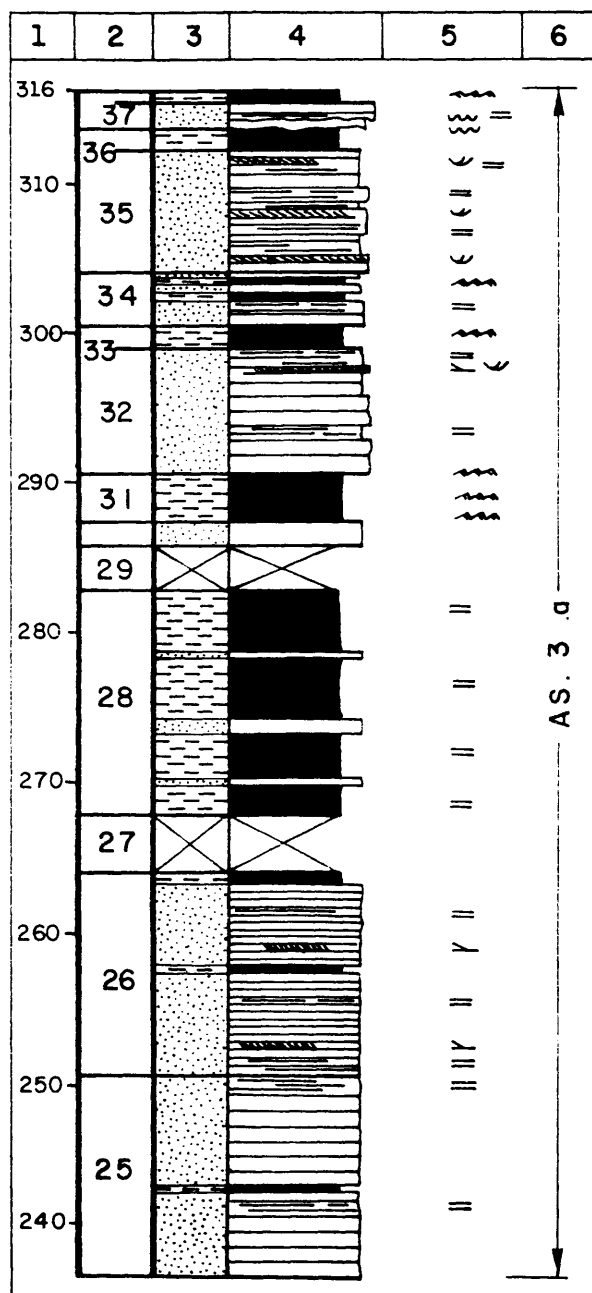
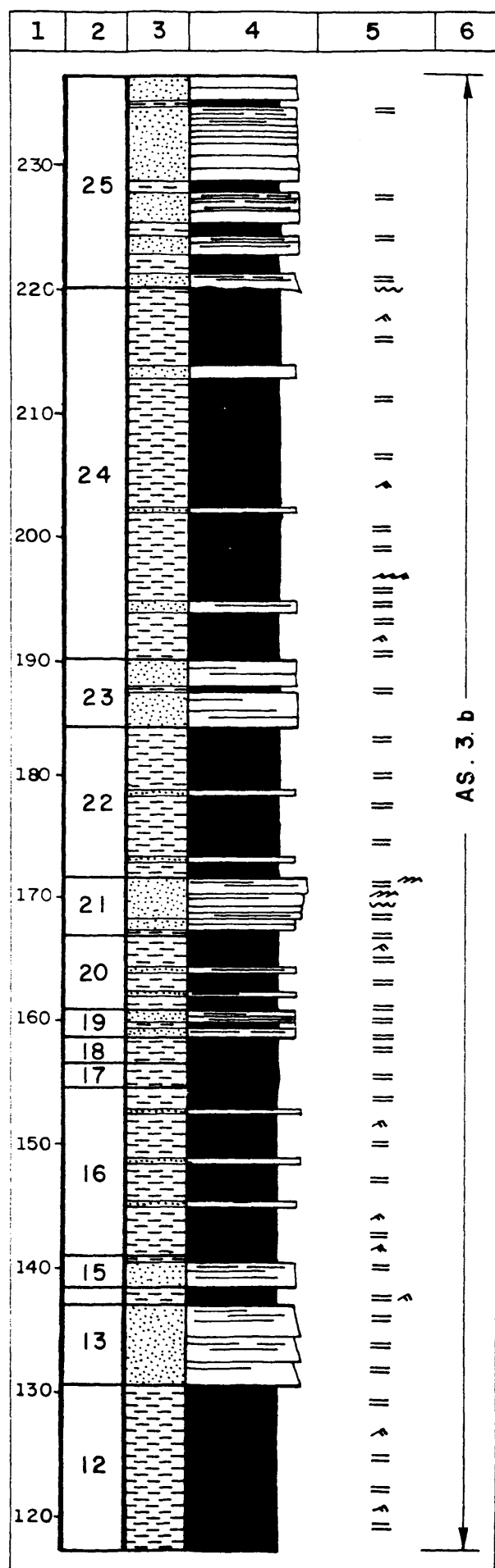


FIGURA 43: COLUMNA CASTAÑAR DE IBOR III (Cont.)

37. 1.7 m. Grauvacas de grano medio a grueso, las mas gruesas a techo, son rojizas y pardas a la base, con laminación paralela irregular, bases planas, localmente erosivas y techos planos. Acaba en un tramo gris de grano grueso, masivo, con base y techo plano.

38. 0.8 m. Visibles lutitas con algunos tramos grauváquicos, ambos masivos y de tonos ocre-amarillentos.

Techo: Cubierto.

Columna Castañar de Ibor (IV) (fig. 5, nº 27; fig. 45)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 05°25'19"W 39°30'37" N

Techo: 05°25'17"W 39°38'51" N

Se ha levantado en las proximidades del paraje denominado La Rañuela, al E de dicho paraje y a 2.25 Km. al N de Castañar de Ibor, fig. 44.

Base: Cubierta. Lateralmente se aprecian grauvacas ocre masivas en bancos decimétricos y pizarras gris y gris azuladas, no pudiendo apreciarse su relación con las calizas.

1. 7.8 m. Dolomías gris oscuras, marrones y marrón pálido, masivas localmente brechoides, con cartos de hasta 15 cm. alguno de los cuales tiene laminaciones tractivas, la matriz es carbonatada, localmente grauváquica muy recrystalizada. El resto de las dolomías son totalmente masivas, muy recrystalizadas con muchas venas rellenas de calcita. Todo el tramo tiene forma lenticular, que posiblemente se deba a problemas de afloramiento y no a una verdadera morfología lenticular.

2. 16.8 m. Semicubierto, localmente afloran dolomías gris claras u oscuras, muy recrystalizadas, presentan formas tabulares de hasta 40 cm. de potencia, generalmente masivas, pero que pueden tener laminaciones cruzadas planares, con interstratos oscuros. Donde no afloran dolomías aparecen esporádicamente lutitas oscuras, localmente grauváquicas que pueden presentar cemento dolomítico, alternando con láminas o lenticulas milimétricas de dolomías microcristalinas con esporádicos cuarzozos de tamaño arena de grano muy fino con algunas bases levemente erosivas.

3. 5.65 m. Dolomías arenosas gris oscuras, localmente marrones, gris claras y blanquecinas en corte gris oscuras muy recrystalizadas, en potentes bancos, de hasta 60 cm. de espesor, masivos que esporádicamente presentan laminación paralela. Hacia techo las capas disminuyen de espesor, siendo en general de tonos mas claros que alternan con dolomías microcristalinas verdosas, masivas o con tenues laminaciones paralelas algo irregulares, por alternancias de láminas mas o menos ricas en cuarzos. Las dolomías claras son ricas en cuarzo, tienen bases erosivas muy suaves y presentan laminación paralela y laminación cruzada planar. Hacia techo los tramos oscuros son muy finos y localmente inexistentes.

4. 4.75 m. Grauvacas de grano fino a muy fino que pueden presentar cemento carbonatado, alternando con láminas de lutitas grauváquicas que tambien pueden presentar cemento dolomítico, dando lugar a una laminación milimétrica muy regular y un aspecto bandeado a la roca.

5. 12.05 m. Dolomías gris claras microcristalinas con cuarzozos tamaño arena de grano fino, que localmente parecen agruparse en láminas. Se presentan en bancos de potencia variable, con bases erosivas, laminación cruzada y paralela y techos ondulados. Alternan con facies laminadas si milares a las del tramo anterior o con lutitas verde oscuras masivas que desaparecen hacia techo donde solo quedan los tramos dolomíticos con base y techo planos, masivos o con laminación paralela con numerosos estilolitos, todo lo cual le da un aspecto tableado.

6. 7.8 m. Alternancias milimétricas de lutitas oscuras y grauvacas de grano muy fino que pueden presentar cemento dolomítico y abundantes óxidos de hierro y opacos (minuscúlas PY). Hacia techo aparecen niveles con aspectos lenticulares por problemas de afloramiento de las que no se ven ni su base ni su techo, están formados por alternancias milimétricas irregulares de dolomías criptocristalinas localmente ricas en micras y láminas areniscosas de grano muy fino con cemento dolomítico. Al final del tramo aparecen niveles dolomíticos microcristalinos y ricos en cuarzo, lenticulares, con base erosiva, laminación paralela y cruzada planar y techo plano.

7. 3.5 m. Cubierto, hacia techo aparecen niveles dolomíticos microcristalinos ricos en cuarzo de grano muy fino, aparentemente tabulares, centimétricos, con laminaciones paralelas.

8. 2.4 m. Alternancia centimétrica de dolomías gris claras y dolomías arenosas ocre amarillentas que dan al tramo un aspecto acintado, ambas masivas. Lateralmente pasan a dolomías gris masivas en bancos decimétricos que esporádicamente presentan laminaciones paralelas.

9. 3.9 m. Semicubierto, afloran dolomías ankeríticas marrones, en corte gris oscuras, masivas.

10. 11.9 m. Dolomías grises, en corte gris claras a gris oscuras, micro a macrocristalinas algo cuarcíticas en bancos decimétricos con bases y techos planos, algo irregulares, quizas por fenómenos de disolución bajo presión, masivas, tambien pueden presentar laminación paralela y laminación cruzada tanto planar como de surco. Hacia techo son mas masivos, de tamaño cristallino menor y sin o casi sin terrígenos, en bancos centí a decimétricos.

11. 1.35 m. Cubierto.

12. 6.75 m. Dolomías grises, microcristalinas masivas, alternando hacia la base con láminas centimétricas de dolomías ocre microcristalinas, el color ocre se debe a la existencia de películas de óxidos de hierro al rededor de los cristales dolomíticos, presentan laminación paralela. Hacia techo no existen las dolomías ocre, dominando las grises con cuarzo abundante de tamaño fino a medio que se pueden agrupar en láminas, las cuales macroscópicamente son paralelas con escasa cruzada planares, pudiendo ser tambien masivas.

13. 9.6 m. Cubierto, localmente semicubierto, con esporádicos afloramientos de dolomías microcristalinas cuarcíticas, ocre, con laminación cruzada planar y laminación paralela.

14. 2.3 m. Alternancias en capas centimétricas de dolomías grises micro, localmente mesocristalinas con escasos cuarzozos de grano fino dispersos o localmente ordenados en láminas lo que produce una laminación paralela planar gruesa, irregular, con dolomías mas claras micro a mesocristalinas con cuarzo de grano fino desde ausente a abundante, masivas o con tenues laminaciones paralelas por diferencias de tamaño cristallino y de contenido en terrígenos.

15. 2.25 m. Dolomías grises en capas centimétricas, masivas, micro a mesocristalinas con bases levemente erosivas, alternan con lutitas verde oscuras masivas.

16. 2.15 m. Cubierto.

17. 2.75 m. Dolomías grises con laminación paralela planar muy espaciadas en capas tabulares de hasta 15 cm. Contiene algunos nivelillos lutíticos a la base y a techo una intercalación de dolomías negras masivas cuya base parece erosiva.

18. 6.8 m. Semicubierto, lateralmente afloran grauvacas de grano muy fino, con laminación paralela, que localmente pueden alternar con lutitas grauváquicas ocre formando una laminación paralela planar, a veces ondulada. Existen tambien esporádicos tramos de dolomías micro escasamente macrocristalinas donde los cristales macro contienen inclusiones subidioformas de óxidos de hierro.

19. 3 m. Dolomías microcristalinas gris claras, en corte gris rojizas. Se presentan en capas centimétricas con laminación paralela planar espaciada.

20. 0.4 m. Alternancia milimétrica de dolomías microcristalinas sin terrígenos y dolomías micro a mesocristalinas con cuarzo abundante, de grano fino a muy fino, estas láminas pueden presentar base ondulada, localmente erosivas con microestructuras de escape de fluidos ("flame structure") y techo plano.

21. 3.05 m. Alternancias centimétricas de dolomías ocre areniscosas y lutitas grises con laminación paralela planar a veces ondulada e intercalaciones lenticulares de los tramos dolomíticos.

Techo: Tras un tramo cubierto aparece una serie fina alterada a tonos ocre-rojizos y amarillentos, con intercalaciones de areniscas rojizas hacia techo que ha sido asimilado a materiales de edad cambro-ordovícica, aun que no se aprecia discordante, claramente, con los materiales infrayacentes.

Columna Carretera Castañar-Navalvillar (fig. 5, nº 28; fig. 47)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 5°24'50"W 39°35'56" N

Techo: 5°24'50"W 39°35'59" N

Se ha levantado en el p.K. 30 de la carretera de Castañar de Ibor a Navalvillar de Ibor, 3 Km al sur de Castañar de Ibor y 1.5 Km. al N de Navalvillar de Ibor, fig. 46a.

Base: Cubierta.

1. 5.55 m. Lutitas grises, masivas, con niveles tabulares centí a decimétricos de grauvacas de grano fino gris oscuras a rojizas y amarillentas, alteración de las anteriores, masivas o con laminación paralela, presentan bases y techos planos.

2. 1.35 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, en niveles centimétricos, con bases y techos planos, que le dan aspecto tableado, con laminaciones paralelas gris oscuras y gris claras.

3. 2.8 m. Lutitas grises con laminaciones paralelas.

4. 3.3 m. Grauvacas de grano fino en niveles tabulares centimétricos, con base y techo plano, con laminación paralela a muro, presenta intercalaciones de lutitas grises con laminaciones paralelas, que son mas potentes hacia techo del tramo, lo que le da un aspecto estratodereciente (thinning up). Acaba en un nivel rojizo centimétrico, masivo.

5. 0.6 m. Cubierto, localmente lutitas ocre-amarillentas.

6. 5 m. Lutitas ocre-amarillentas masivas o con laminaciones paralelas localmente tectonizado y alterado.

7. 1.2 m. Grauvacas de grano medio a fino grises en cuerpos centí a decimétricos tabulares, con bases suavemente erosivas y laminaciones paralelas, formada por láminas lutíticas milimétricas.

8. 8.4 m. Grauvacas cuarcíticas de grano grueso a fino, formando cuerpos decí a centimétricos con bases onduladas, erosivas que presentan laminación cruzada planar y de surco. Hacia techo los niveles son mas finos y presentan menor tamaño de grano (tendencia thinning up). Hacia techo presenta una intercalación rojiza mas fina formada por lutitas y grauvacas de grano muy fino, masivas las primeras y con laminación paralela planar, formada por láminas lutíticas las segundas.

Techo: Grauvacas de grano fino y lutitas oscuras, masivas, con aspecto tectonizado, posteriormente cubierto.

Columna Navalvillar de Ibor (I) (fig. 5, nº 29; fig. 48)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 5°24'45"W 39°35'27" N

Techo: 5°24'17"W 39°35'18" N

Se ha levantado en las proximidades de Navalvillar de Ibor, 500 metros al N de dicho pueblo. Su base se situa en la carretera de Castañar de Ibor a Navalvillar de Ibor, p. Km. 27,5, su techo se encuentra al N del manantial del Madroñal, fig. 46b.

Base: Cubierta.

1. 1.9 m. Dolomías grises, masivas o con laminaciones paralelas muy finas a techo de algunas capas. Lo componen bancos centimétricos con bases y techos planos.

HOJA 681 CASTAÑAR DE IBOR

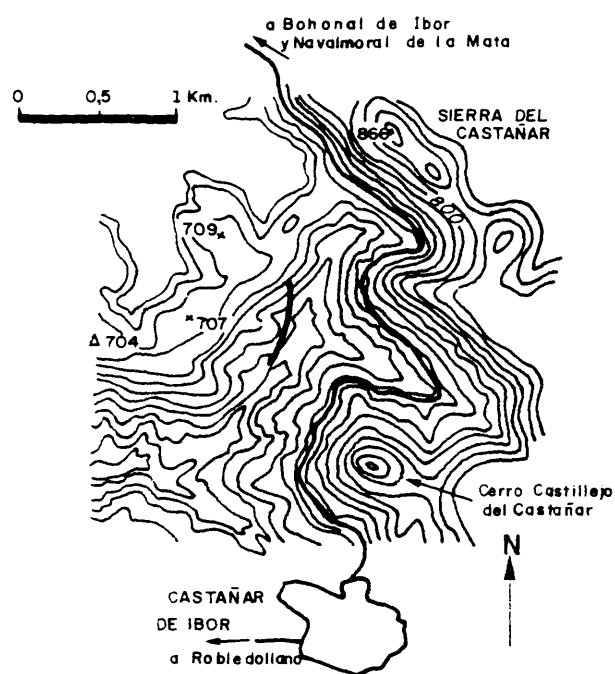


FIG. 44: COLUMNA CASTAÑAR DE IBOR IV

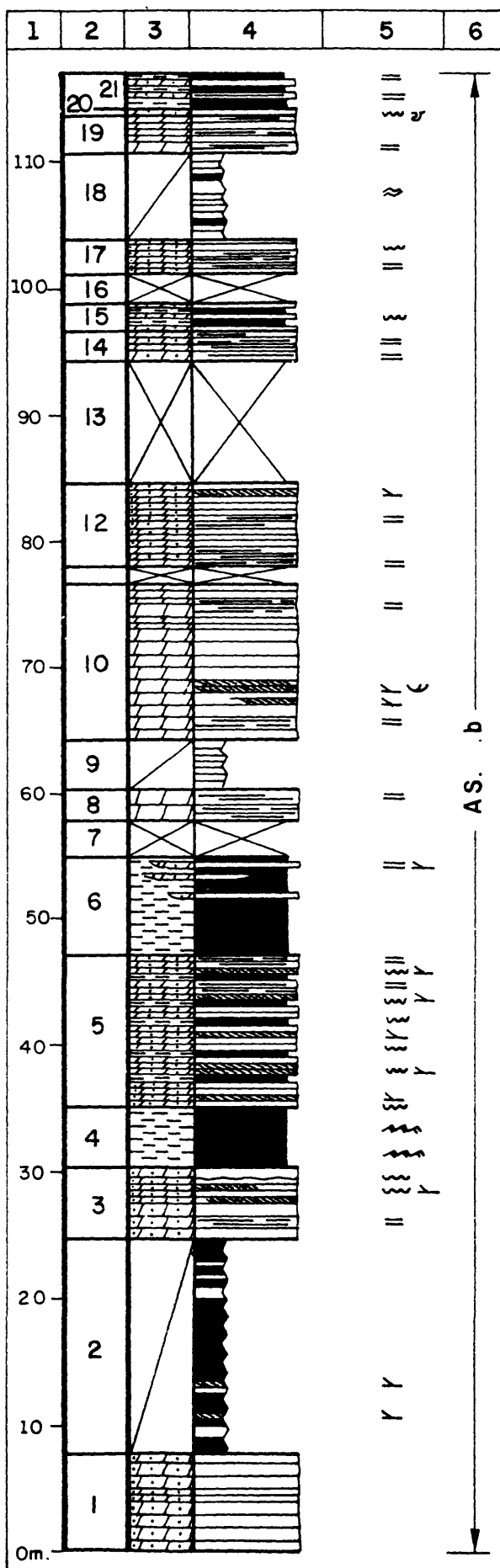


FIG. 45: COLUMNA CASTAÑAR DE IBOR IV

HOJA 681. CASTAÑAR DE IBOR

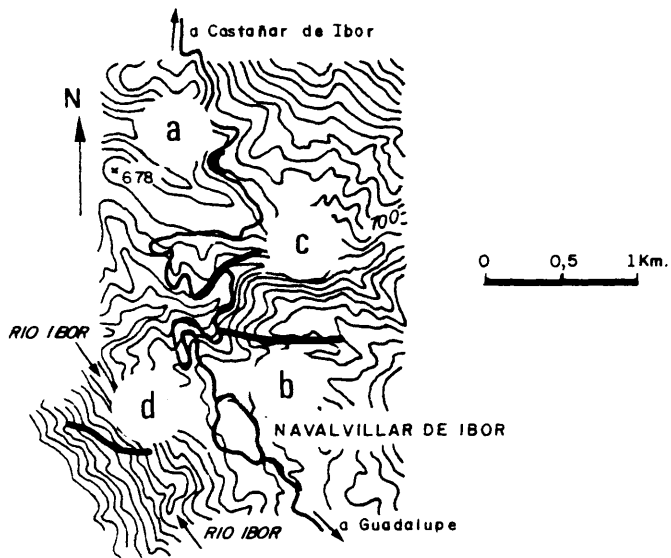
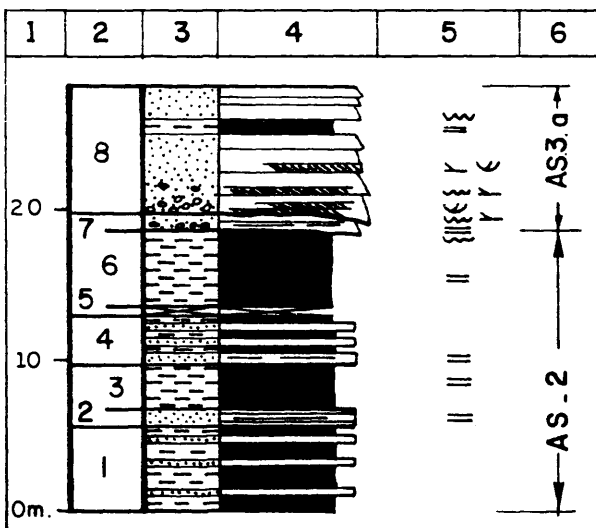


FIG.46: A-COLUMNA CTRA. CASTAÑAR-NAVALVILLAR
B- " " " NAVALVILLAR DE IBOR I
C- " " " NAVALVILLAR DE IBOR II
D- " " " NAVALVILLAR DE IBOR III



G.47: COLUMNA CTRA. CASTANAR NAVALVILLAR

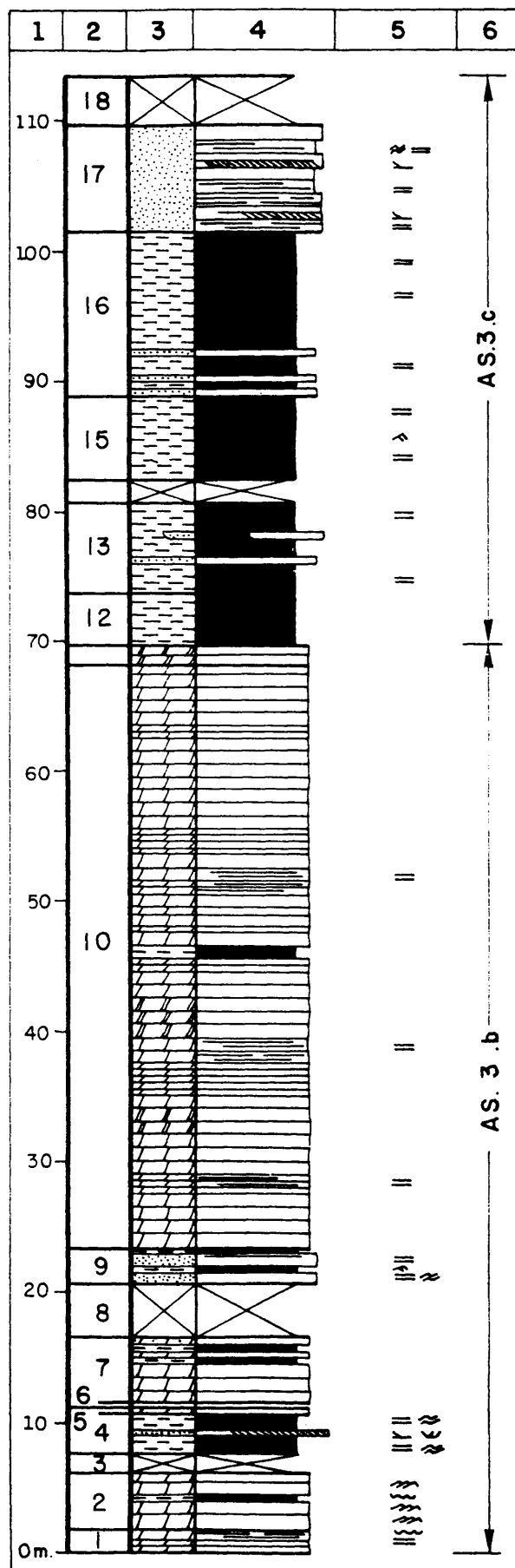


FIGURA 48 : COLUMNA NAVALVILLAR DE IBOR I

2. 3.4 m. Dolomías micro a macrocristalinas, en bancos decimétricos, con bases erosivas y techos planos o mas normalmente ondulados, masivas, - con intercalaciones centimétricas de lutitas grises, masivas, que localmente son lenticulares.
3. 1.5 m. Cubierto.
4. 3.05 m. Lutitas y lutitas grauváquicas grises claras y oscuras a negras, presentando laminación milimétrica, de ambas, que puede ser ondulada o planar, localmente se aprecian como grupos de láminas formadas por mas surcos y se cortan unas a otras, además existen tramos masivos. - Presentan intercalaciones de grauvacas de grano medio a grueso muy alterados al contener cemento carbonatado y que presentan formas lenticulares con base plana y techo ondulado, con laminación cruzada planar y de surco.
5. 0.4 m. Dolomías micro a macrocristalinas, en bancos centimétricos con base y techo planos, masivos o con esporádicas laminaciones paralelas onduladas.
6. 0.5 m. Cubierto.
7. 4.85 m. Dolomías grises, micro a macrocristalinas, localmente arenosas en bancos decimétricos masivos. Presentan intercalaciones lutíticas centimétricas hacia techo.
8. 4 m. Cubierto.
9. 2.75 m. Alternancia de grauvacas grises de grano fino, masivas, en niveles decimétricos, con alternancia de lutitas y lutitas grauváquicas en láminas milimétricas con laminación paralela planar a ondulada y con algunas intercalaciones lenticulares de grauvacas de grano fino, - medio alteradas, masivas.
10. 45.9m. Dolomías gris oscuras a gris claras micro a macrocristalinas, - localmente ankeríticas, marrón-rojizas. Se presentan en bancos desde - potentes (0,5 - 2 m.) a cableados (2 - 6 cm.), siendo generalmente masivas, en ocasiones se aprecian laminación paralela planar. Tienen bases y techos planos, paralelos, levemente irregulares (por fenómenos de disolución). Contiene alguna intercalación terrígena de aspecto lenticular compuesta por lutitas grises y ocreas, masivas.
11. 1.5 m. Dolomías ankeríticas macrocristalinas, en capas centí a decimétricas, masivas con bases y techos ondulados. Alternan con lutitas grises oscuras que presentan láminas milimétricas de lutitas amarillentas, con cemento dolomítico, en niveles centí a milimétricos.
12. 4 m. Alternancia milimétrica de lutitas gris oscuras y ocreas, que pasan a techo a lutitas grauváquicas y grauvacas de grano muy fino grises, masivas. Fractura con una pequeña zona milonitizada, arenoso-arcillosa con fragmentos de pizarras.
13. 7 m. Lutitas gris oscuras, con láminas ocreas, con intercalaciones de lutitas grauváquicas y grauvacas de grano muy fino masivas, con esporádicas intercalaciones lenticulares de grauvacas de grano fino a medio alteradas, masivas.
14. 1.75 m. Cubierto.
15. 6.45 m. Lutitas violáceo-amarillentas con lutitas grauváquicas ocreas, subordinadas, masivas. Las lutitas son masivas o con laminación paralela y pueden presentar también intercalaciones lenticulares de grauvacas de grano fino alteradas.
16. 12.6 m. Lutitas grises, masivas, con locales zonas de laminación paralela. Hacia la base presentan finas intercalaciones grauváquicas de grano muy fino masivas, con bases y techos planos.
17. 8.2 m. Grauvacas de grano fino a medio, grises y ocreas, masivas o con laminación paralela y a veces cruzada, en bancos decimétricos con bases y techos planos.
18. 3.75 m. Cubierto. Los pocos materiales que afloran son grauvacas de grano fino, ocreas, masivas.
19. 10.8 m. Grauvacas de grano fino a medio grises y ocreas, masivas, en - bancos decimétricos con base y techo planos masivos. A techo los bancos son menos potentes.
20. 6.55 m. Cubierto. lateralmente afloran grauvacas de grano fino en capas centimétricas, masivas, con base y techo plano.
21. 1.3 m. Grauvacas grises grano fino a muy fino, con ripples a techo son amarillentas y marrones con bases suavemente erosivas y algunas laminas con cruzadas.
22. 3.35 m. Cubierto.
23. 6.55 m. Alternancias milimétricas de láminas lutíticas y lutítico grauváquicas; con grauvacas de grano muy fino, presentan locales intercalaciones lenticulares de grauvacas de grano fino que pueden tener cemento dolomítico.
24. 4.3 m. Cubiertos.
25. 5.45 m. Grauvacas grises y ocreas de grano fino, que parecen ser mas gruesas a techo, son masivas con esporádicas laminaciones paralelas globales, se presentan en bancos decimétricos con base y techo plano.
26. 5.3 m. Alternancia milimétrica de grauvacas de grano fino, con lutitas grauváquicas con dominio de las primeras, presentan laminación paralela, laminación paralela ondulada, cruzada de surco y ripples de corriente. En capas centimétricas con bases y techos planos.
27. 2.4 m. Grauvacas de grano grueso a fino, masivas, con bases y techos planos, la base puede ser algo erosiva y presentar tenues laminaciones paralelas. alguna capa se acuña lateralmente. Su techo está semicubierto.
28. 0.65 m. Grauvacas de grano grueso a medio masivas, con tenue laminación a techo, formada por láminas milimétricas paralelas grauváquicas de grano fino y lutíticas o lutítico grauváquicas grises masivas.
29. 2.95 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, grises, masivas o en ocasiones con láminas milimétricas de lutitas rojizas que le dan un aspecto tabeado. Contiene lutitas verdes masivas en tramos milí a centimétricos, subordinadas. Su base está cubierta.
30. 17.3 m. Cubierto, localmente afloran grauvacas marrones y amarillentas masivas y facies bandeadas.
31. 1.1 m. Grauvacas grano fino a muy fino, amarillas, marrones y rojizas en niveles centimétricos, masivas, con base y techo plano, alternando con lutitas marrones y amarillentas, masivas o localmente con lamina - ción paralela.
32. 7.35 m. Cubiertos. Localmente afloran alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas grises y amarillentas y grauvacas grises de grano - muy fino, masivas.
33. 7.5 m. Grauvacas rojizas de grano fino, masivas, en bancos decimétricos de base y techo plano. Hacia techo comienzan a intercalarse facies bandeadas grauváquico-lutíticas, rojizas y oscuras, con laminación paralela. También se intercalan algun nivel de lutitas verdosas masivas.
34. 1.6 m. Cubierto.
35. 1.35 m. Grauvacas rojizas de grano muy fino, masivas, alternando con - facies bandeadas grauváquico-lutíticas con láminas milí a centimétricas paralelas.
36. 1.45 m. Grauvacas de grano medio a grueso grises a rojizas en bancos decimétricos con base levemente erosiva, masivas, con algunas laminaciones paralelas a techo de los bancos mas potentes, cantos blandos a la base y estratificación flaser a techo. Parecen presentar una tendencia estratodecreciente y localmente granodecreciente, aunque esto menos - marcado.
37. 2.7 m. Alternancias milimétricas grauváquico-lutíticas, con láminas milimétricas paralelas de grauvacas rojizas de grano muy fino y lutitas amarillentas.
38. 1.3 m. Grauvacas de grano fino a grueso, grises y rojizas, masivas. A muro existe un tramo muy alterado con manchas irregulares marrones y amarillentas con numerosas venas de cuarzo.
39. 3.2 m. Grauvacas rojizas y amarillentas de grano fino a medio, en capas centimétricas, masivas. A techo parece disminuir el tamaño de grano apareciendo intercalaciones centí a milimétricas lutíticas que le dan aspecto bandeado.
40. 1.35 m. Alternancias milimétricas grauváquico-lutíticas amarillentas, - con intervalos lutíticos amarillentos, masivos, localmente importantes.
41. 1.55 m. Cubierto.
42. 6.45 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino y lutitas con intercalaciones tabulares centí a decimétricos de grauvacas rojizas de grano fino masivas.
43. 3.3 m. Lutitas, lutitas grauváquicas y grauvacas de grano muy fino, - verdosas y amarillentas, todas masivas, con algunas laminaciones paralelas las lutitas.
44. 4.55 m. Cubierto. Localmente grauvacas grano muy fino, verdes, masivas y lutitas negras, violáceas y amarillentas, con laminación paralela - por cambios de color.
45. 1 m. Grauvacas de grano fino a medio, en niveles centí a decimétricos masivos o con laminaciones paralelas a muro y techo, base y techos planos.
46. 5.8 m. Cubierto a semicubierto, con esporádicos afloramientos de grauvacas de grano medio, grises y marrones; masivas o con gruesa laminaciones paralelas y lutitas negras con láminas blancas, rojizas o amarillentas.
47. 0.85 m. Grauvacas de grano medio a grueso, masivas o con laminación cruzada de surco, en niveles decimétricos con base erosiva y techo plano. Presenta una intercalación formada por alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas de grano fino.
48. 9.6 m. Alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas, masivas, rojizas y marrones.

Techo: Cubierto.

Columna Navavillar de Ibor (II) (fig. 5, nº 30; fig. 49)

HQJA 681, Castañar de Ibor.

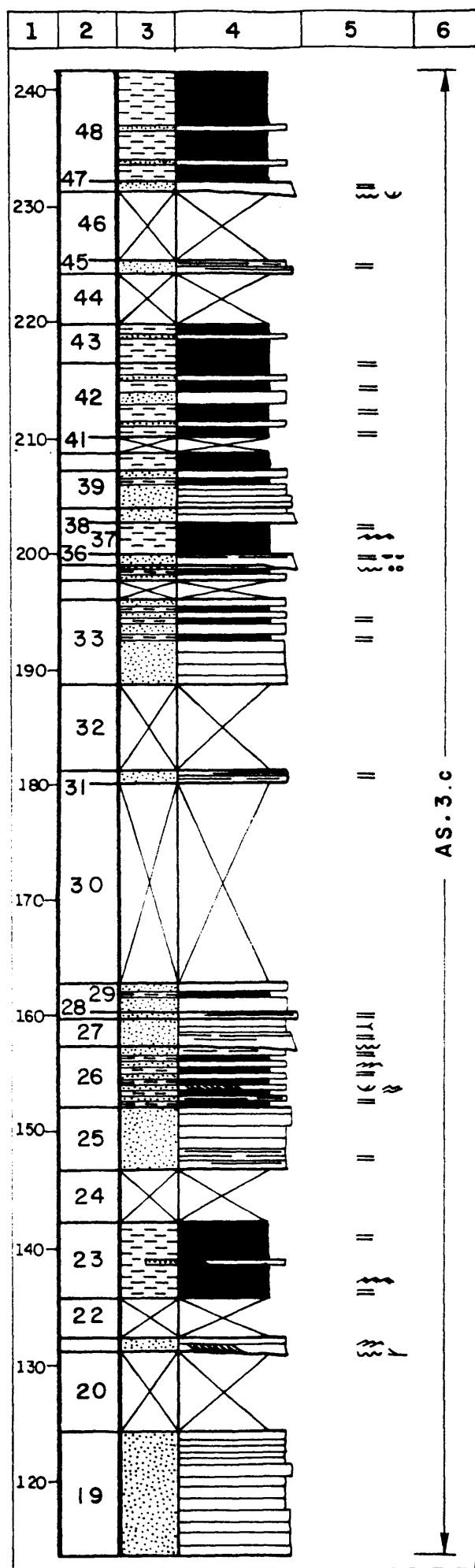
Base: 5°24'52"W 39°35'31" N

Techo: 5°24'40"W 39°35'38" N

Se ha levantado su parte basal en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, situándose su base en las proximidades del p. Km. 28.1, hasta las proximidades del puente sobre la Garganta Solobriga, prosiguiéndose a continuar por la margen derecha de dicha Garganta hasta finalizar la columna, fig. 46b.

Base: Cubierta.

1. 3.05 m. Alternancia de tramos decimétricos de grauvacas grises y gris verdosas, de grano fino a medio, masivas, con bases y techos planos; - con tramos centimétricos de finas alternancias milimétricas grauváquico-lutíticas formando láminas paralelas.
2. 0.7 m. Alternancias centimétricas de grauvacas de grano fino muy alterados, marrón oscuros con límites muy irregulares debido a la esquistosidad, masivos o con finas laminaciones paralelas milimétricas, con - alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino y lutitas que forman una laminación paralela muy fina.
3. 2.65 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, gris verdosas, masivas, en capas centí a decimétricas con bases y techos planos. Presenta dos intercalaciones de alternancias milimétricas grauváquico-lutitas.
4. 4.9 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino y lutitas con intercalaciones grauváquicas masivas, de grano fino, que son dominantes hacia la mitad del tramo.
5. 3.45 m. Grauvacas grises de grano fino a medio, localmente gruesos, masivas, en bancos centí a decimétricos, con bases y techos planos y tabeado.



GURA 48 : COLUMNA NAVALVILLAR DE IBOR I

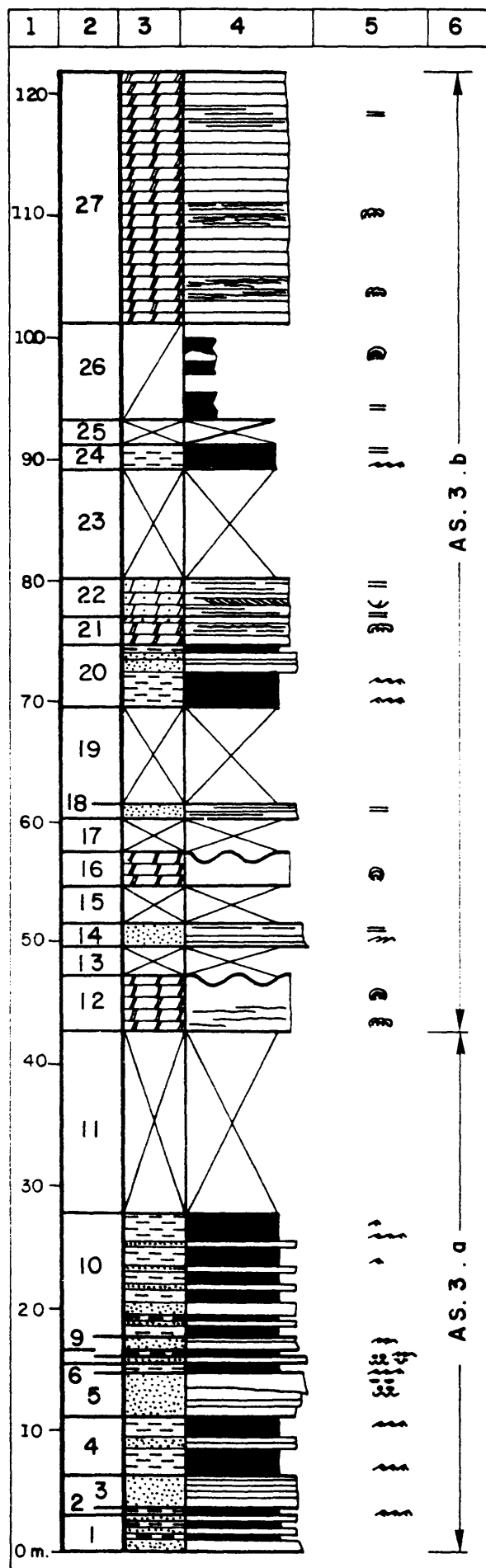


FIG.49: COLUMNA NAVALVILLAR DE IBOR II

dencia estratocreciente (thickening up). Localmente la base puede ser algo erosiva, con cantos blandos y cemento dolomítico. También pueden presentar estratificación flaser de lutitas oscuras, que pueden formar surcos.

6. 0.75 m. Alternancia centimétrica de grauvacas de grano fino marrones, masivas; con alternancias milimétricas de grauvacas de grano muy fino y lutitas que forman una laminación paralela.

7. 0.55 m. Grauvacas de grano grueso a medio con base plana, algo erosiva con cantos blandos y una huella de corriente indeterminada, debido a la imposibilidad de acceder a ella. Su techo está ondulado. Masivo.

8. 0.55 m. Alternancia centimétrica de grauvacas de grano fino, marrones, masivas; con alternancias milimétricas de grauvacas de grano muy fino y lutitas que forman una laminación paralela.

9. 1.1 m. Grauvacas de grano fino a medio, en niveles deci a centimétricos con tendencia estratodecreciente (thinning up), con bases y techos planos, masivos con locales alternancias mili a centimétricas formada por alternancia milimétrica de lutitas y grauvacas las láminas de grauvacas con bases planas, en ocasiones erosivas y techos planos u ondulado. Las láminas lutíticas se adaptan a las inferiores, ambas son masivas. El tramo acaba en una pequeña fractura.

10. 10.1 m. Grauvacas grises y verdosas, masivas, en capas centi a decimétricas con bases y techos planos. Alternan con láminas milimétricas de lutitas y grauvacas que se hacen dominantes a techo, donde se intercalan algunos niveles tabulares y lenticulares de grauvacas marrones de grano fino, alteradas, son masivos o presentan laminaciones cruzadas de surco, muy tendidas.

11. 15 m. Cubierto.

12. 4.5 m. Dolomías ankeríticas, marrones, muy recristalizadas, masivas, - todo el tramo presenta formas monticulares, posiblemente debido a que su techo está cubierto.

13. 2.5 m. Cubierto.

14. 1.85 m. Grauvacas grises y ocres de grano medio a grueso, masivas o con laminaciones paralelas. Son capas centi a decimétricas con tendencia estratocreciente (thickening up), con bases planas y techos planos u ondulado.

15. 3 m. Cubierto.

16. 2.8 m. Máximo. Dolomías gris oscuras crypto a macrocristalinas masivas en un nivel con base plana y techo con formas monticulares, lo que hace que su potencia sea variable, posiblemente debido a que está cubierto.

17. 2.8 m. Cubiertos.

18. 1.2 m. Grauvacas gris verdosas y ocres, masivas o con laminaciones paralelas, de grano fino a muy fino, en niveles tabulares centimétricos con bases y techos planos.

19. 8 m. Cubierto.

20. 4.7 m. Alternancias milimétricas de grano fino a muy fino y lutitas - formando laminación paralela. A techo dominan grauvacas de grano fino, masivas, en niveles centimétricos con bases y techos planos, con locales intercalaciones de alternancias milimétricas grauváquico-lutítica.

21. 2.4 m. Dolomías ankeríticas, macrocristalinas, marrón-rojizas, masivas o con laminación paralela difusa, que pasan a dolomías arenosas, masivas.

22. 3.05 m. Dolomías micro a macrocristalinas, algo arenosas, grises, con laminación paralela planar o cruzada de surco de muy bajo ángulo, aunque es predominantemente masivo, con bancos decimétricos (hasta 60 cm.) - de bases planas y techos planos, localmente ondulado.

23. 9 m. Cubierto.

24. 2.3 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino y lutitas, son marrones y claras y forman láminas paralelas.

25. 2 m. Cubierto.

26. 8 m. Semicubierto, localmente alternancias milimétricas de grauvacas y lutitas y un nivel monticular de dolomías ankeríticas, masivas.

27. 21 m. Dolomías ankeríticas marrones, macrocristalinas, masivas o con un bandajeo que se truce en una laminación paralela.

cho: Cubierto, por encima alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino y lutitas en tonos marrones, que forman una laminación paralela.

Columna Navalvillar de Ibor (III) (fig. 5, nº 31; fig. 50)

681, Castañar de Ibor.
Base: 05°25'06"W 39°34'54" N
Techo: 05°25'26"W 39°35'02" N

Se ha levantado unos 750 m. al W de Navalvillar de Ibor, su base se sitúa sobre el río Ibor, unas decenas de metros al SE del puente sobre el río, - 46c.

Cubierto. Lateralmente y por debajo, grauvacas gris oscuras de grano fino en bancos centi a decimétricos, en ocasiones métricos, con bases y techos planos, masivos, con intercalaciones de lutitas oscuras, masivas.

1. 19 m. Grauvacas gris oscuras de grano fino a medio, masivas, localmente con algunas laminaciones paralelas dispersas, a techo de algunas capas, estas son decimétricas, raramente centimétricas, con bases y techos planos. Localmente contiene alguna intercalación de grano grueso, ocre, cuya base es irregular por la existencia de huellas de carga, al que nivel está algo calumpinado. Una capa presenta clastos de cuarzo y de grauvacas grises, en esta capa se aprecia una laminación paralela - por orientación de los ejes de los clastos. Existen algunas intercalaciones de lutitas oscuras masivas.

2. 10.6 m. Lutitas grises, rare vez grauvacas de grano fino, todas con cantos, desde aislados hasta formando niveles centi a decimétricos, - presentan límites irregulares, incluso lateralmente, solo a veces parecen algo organizados. Hacia techo aumenta la cantidad de lutitas y disminuye la de cantos. Los clastos son de cuarzo, cuarcita, alguno de litita, y posibles feldespatos, localmente aparecen de grauvacas, son de 6 cm. de tamaño máximo, con 0,5 cm. de media, fundamentalmente subredondeados a angulosos, localmente están orientados. Las lutitas son masivas, aunque si no presentan cantos se aprecia una tenue laminación - paralela irregular.

3. 75 m. Visibles. Lutitas gris oscuras, masivas o con laminaciones paralelas milimétricas blancas a ocre-marrones. Son mas masivas hacia la base y hacia techo.

4. 20 m. Cubierto.

5. 3.5 m. Grauvacas de grano fino a medio, localmente microconglomeráticas. La base del tramo no se ve bien. Son bancos decimétricos masivos, que a veces presentan una laminación paralela amplia por alternancia - de tamaños de grano.

6. 12.5 m. Visibles. Alternancia mili a centimétrica de lutitas grises y verdes, con grauvacas de grano fino a medio, ocres, que presentan bases y techos planos, en algun nivel se ven ripple de corriente.

Techo: Alternancia mili a centimétricas de lutitas y grauvacas.

Columna Hospital del Obispo (I) (fig. 5, nº 32, fig. 52)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°21'28"W 39°32'00" N
Techo: 5°21'28"W 39°32'02" N

Se ha levantado en la carretera al Hospital del Obispo, carretera de Villar del Pedroso a la carretera Navalvillar de la Mata-Guadalupe, Km. 2.7, - Al N del paraje denominado La Venta Real, fig. 51a.

Base: Lutitas verdosas masivas o con locales laminaciones paralelas mili a centimétricas, espaciadas, en un tramo potente.

1. 1.35 m. Conglomerados a microconglomerados cuarcíticos con clastos subredondeados a redondeados (centil 2 cm., media 4 mm.) Totalmente masivo con una ligera tendencia granocreciente (coarsening up). Su base está fuertemente tectonizada.

2. 0.7 m. Lutitas verdosas a grises con laminación paralela milimétrica - ocres espaciadas. Presentan una intercalación lenticular microconglomerática masiva en la base del tramo. El tramo está fuertemente tectonizado, presentando lateralmente mayor potencia.

3. 2.4 m. Microconglomerados a conglomerados cuarcíticos, muy intruido - por venas de cuarzo. Su base y su techo son planos. Masivo (centil 15 mm., media 2 mm.).

4. 2 m. Lutitas verdes a grises, en un tramo muy tectonizado, con numerosos diques de cuarzo. Acaba con un tramo centimétrico de microconglomerados cuarcíticos masivos, con base y techo plano.

5. 0.5 m. Cubierto, posible fractura.

6. 0.9 m. Lutitas grises a verdes, masivas.

7. 0.45 m. Microconglomerados cuarcíticos, masivos, no se aprecia bien su límite inferior. Presenta disminución de tamaño de grano hacia techo, pasando a niveles arenosos de grano medio masivos.

8. 1.05 m. Lutitas verdes masivas muy tectonizadas con un entramado de venas rojizas.

9. 4.1 m. Alternancia de conglomerados y microconglomerados cuarcíticos, masivos, en bancos decimétricos con límites planos que normalmente no se aprecian bien, dominan hacia la base, mientras que hacia techo pasan a grauvacas de grano medio a grueso, verdosas, masivas.

10. 0.3 m. Cubierto.

11. 1.8 m. Lutitas amarillentas masivas con locales intercalaciones de grauvacas de grano fino a muy fino, masivas, con límites difusos con las lutitas.

12. 0.85 m. Cubierto.

13. 0.6 m. Grauvacas verdosas de grano fino a medio, masivas, que presentan malos afloramientos.

14. 9.5 m. Lutitas gris oscuras con colores superficiales amarillos, rojos o verdes, son masivas o con esporádicas laminaciones paralelas rojizas, por acumulación de clastos con halos rojizos en láminas. Presenta intercalaciones hacia la mitad y a techo de grauvacas grises a blanquecinas de grano fino a medio, masivas o con laminación paralela, siendo sus límites difusos.

Techo: Cubierto.

Columna Hospital del Obispo (II) (fig. 5, nº 33; fig. 53)

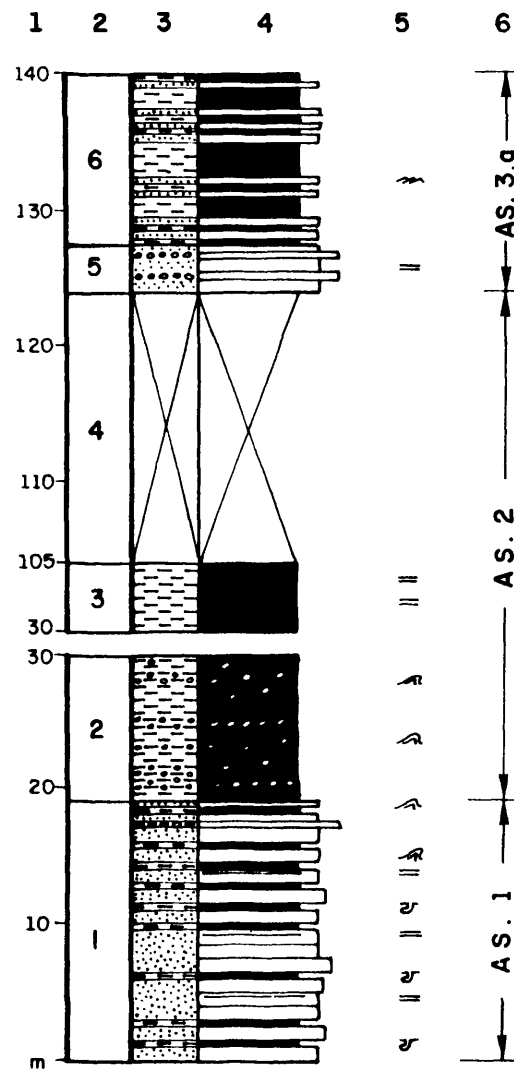
HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°21'16"W 39°33'10" N
Techo: 5°21'21"W 39°33'11" N

Se ha levantado en la carretera que sube al collado del Hospital del Obispo; carretera de Villar del Pedroso a la carretera Navalvillar de la Mata - Guadalupe, Km. 39.6, fig. 51b.

Base: Cubierta.

1. 2.9 m. Alternancia milimétrica de lutitas mas o menos ricas en terrígenos, grises y verdes, hacia la base pueden presentar láminas grauváquicas de grano muy fino que localmente pueden estar ondulado.

HOJA 681 CASTAÑAR DE IBOR



.50 : COLUMNA NAVALVILLAR DE IBOR III

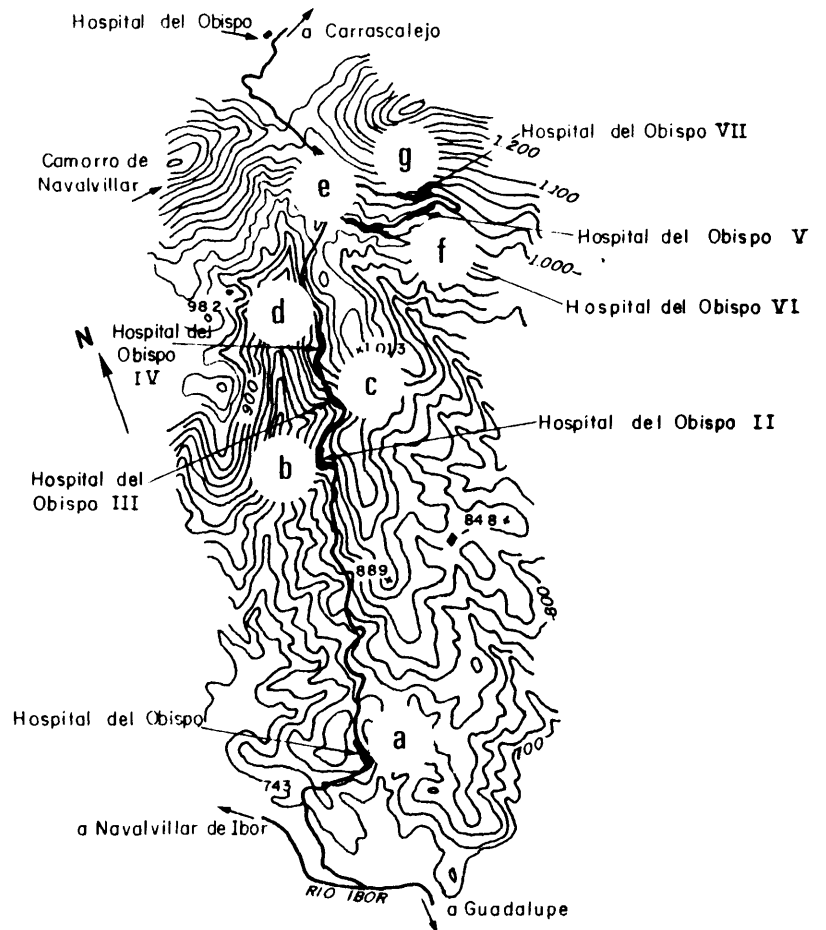


FIG. 51 : A,B,C,D,E,F,G - COLUMNAS HOSPITAL DEL OBISPO . CORTES I-VII

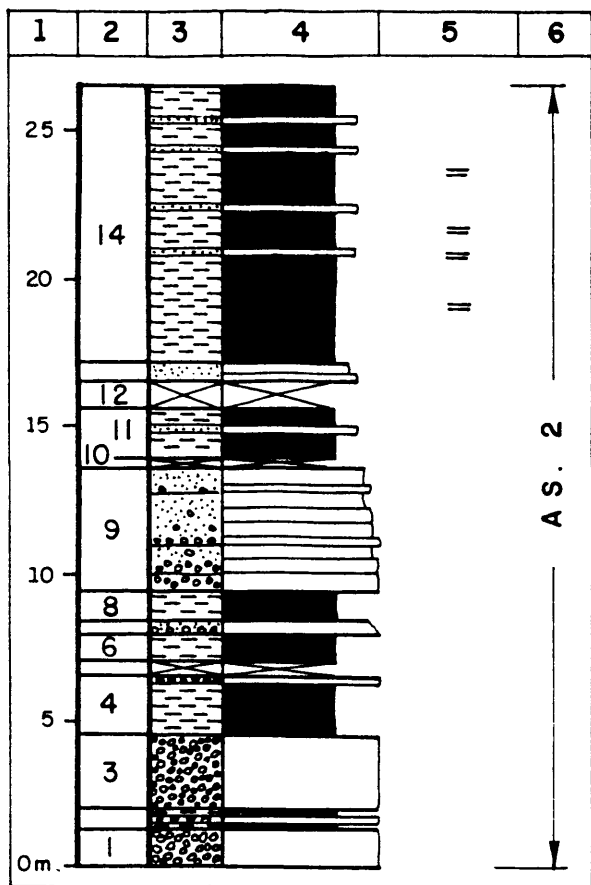


FIG. 52 : COLUMN HOSPITAL DEL OBISPO I

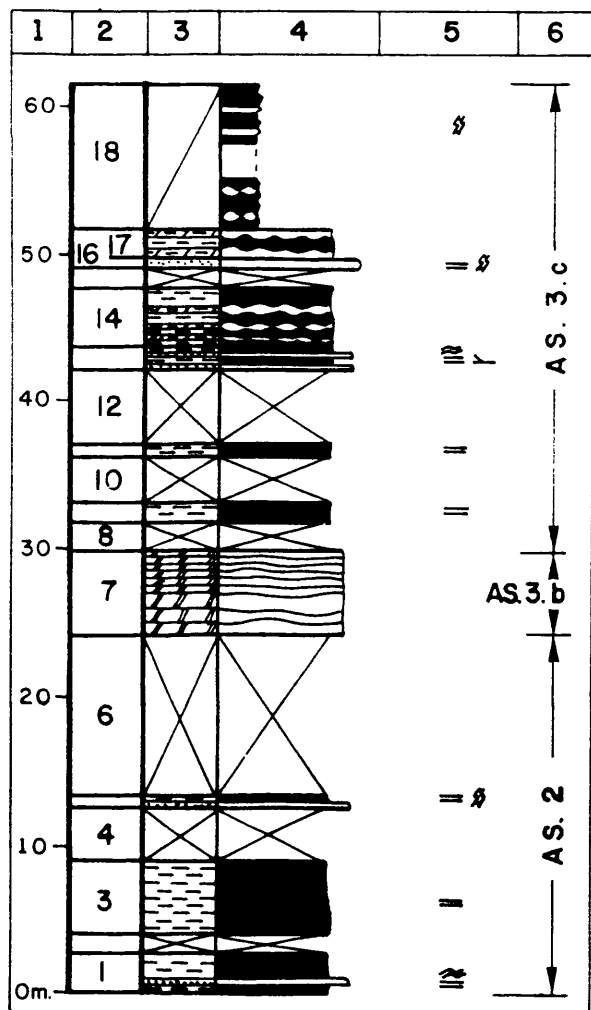


FIG. 53 : COLUMN HOSPITAL DEL OBISPO II

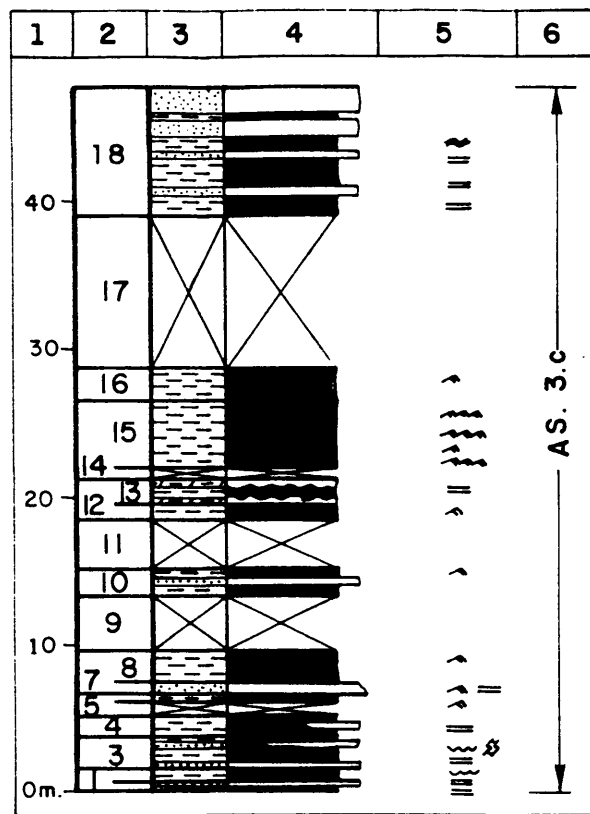


FIG. 54 : COLUMN HOSPITAL DEL OBISPO III

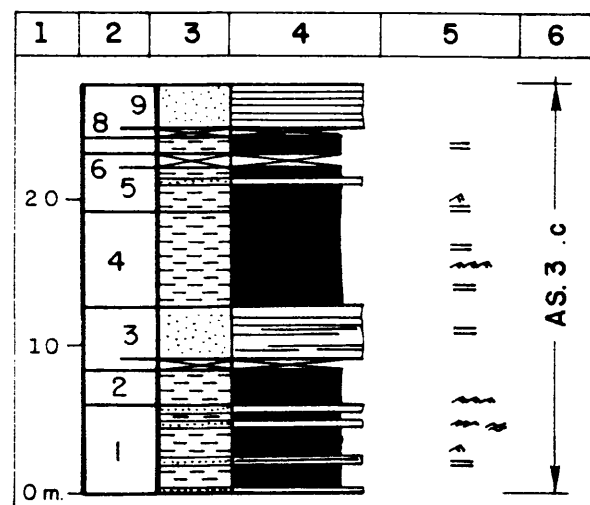


FIG. 55 : COLUMN HOSPITAL DEL OBISPO IV

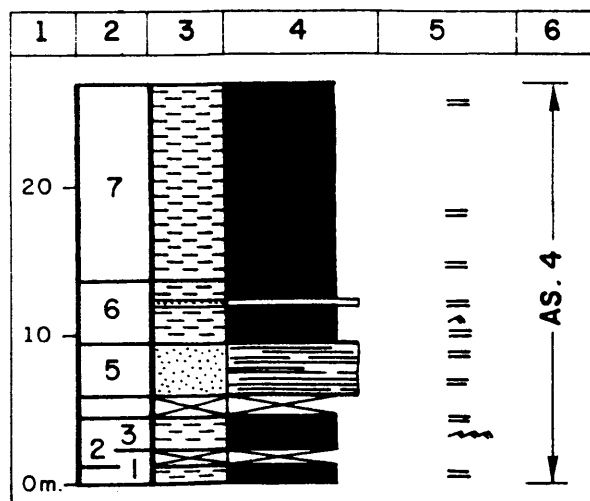


FIG. 56 : COLUMN HOSPITAL DEL OBISPO V

2. 1.1 m. Cubierto.

3. 5 m. Alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en terrígenos que pueden presentar láminas paralelas de lutitas grauváquicas grises claras y oscuras a negruzcas.

4. 3.55 m. Cubiertos.

5. 0.7 m. Grauvacas de grano fino, amarillas, masivas o con laminación paralela irregular en capas centimétricas con bases y techos planos. Presenta algunas intercalaciones centimétricas alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en terrígenos, grises y verdes. Presenta niveles con *vendotaenidos*.

6. 11 m. Cubiertos.

7. 5.45 m. Dolomías macrocristalinas ankeríticas, marrones, gris oscuras en corte, masivas. Hacia la base los niveles presentan formas monticulares decimétricas, mientras que a techo son mas tabulares y centi a decimétricos, tendencia estratodecreciente.

8. 2.05 m. Cubiertos.

9. 1.3 m. Alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en óxido de hierro y lutitas grauváquicas que definen una laminación paralela planar.

10. 3.25 m. Cubierto.

11. 0.65 m. Alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en terrígenos y lutitas grauváquicas.

12. 5.1 m. Cubierto, localmente alternancia milimétrica de lutitas mas o menos ricas en terrígenos.

13. 1.55 m. Alternancias milimétricas de láminas grauváquicas de grano fino a muy fino amarillentas masivas y láminas lutíticas oscuras, masivas. La laminación es planar, raramente ondulada (wavy) y esporádica mente parecen cortarse láminas. Hacia la base presentan una intercalación de grauvacas de grano fino a medio, marrones, masiva, alteradas en un nivel centimétrico de base y techo plano.

14. 4.05 m. Alternancia de lutitas mas o menos ricas en terrígenos y niveles grauvacas marrones, alterados, que se presentan en niveles centimétricos con bases y techos irregulares, debido a la esquistosidad.

15. 1.3 m. Cubierto.

16. 0.75 m. Grauvacas de grano fino a medio amarillas y marrones, masivas en bancos centimétricos de base y techo plano. A techo alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en terrígenos. Algun nivel presenta acumulación de *vendotaenidos*.

17. 1.8 m. Alternancia de lutitas mas o menos ricas en terrígenos y niveles de grauvacas marrones, alteradas que se presentan en niveles centimétricos con bases y techos irregulares debido a la esquistosidad.

18. 10 m. Semicubierto, con locales alternancias de lutitas y grauvacas con niveles con *vendotaenidos*.

no: Grauvacas de grano fino a muy fino y lutitas masivas formando láminas de unos materiales en los otros. Mas arriba presenta tramos alterados marrones.

Columna Hospital del Obispo (III) (fig. 5, nº 34; fig. 54)

A 681, Castañar de Ibor.

e: 05°21'09"W 39°33'23" N

ho: 05°21'11"W 39°33'26" N

Se ha levantado en la carretera al Hospital del Obispo, carretera de Villar del Pedroso a la carretera Navalmoral de la Mata-Guadalupe, Km. 39.

e: Cubierta.

1. 0.7 m. Alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en óxido de hierro y opacos que provoca una alternancia de láminas claras, oscuras y rojizas. Presentan a techo una intercalación grauváquica de grano fino amarillenta, masiva.

2. 0.85 m. Alternancias milimétricas de lutitas gris oscuras y gris claras, con niveles de lutitas oscuras masivas.

3. 2.35 m. Grauvacas de grano fino a medio, masivas o con laminación paralela en niveles mili a centimétricos con base ondulada, levemente erosiva o plana y techo plano. Alternan con láminas milimétricas de lutitas gris oscuras, masivas. Presenta localmente niveles con decantación de *Vendotaenidos*.

4. 1.4 m. Alternancia de lutitas mas o menos ricas en terrígenos y de grauvacas de grano fino a medio, masivas o con locales laminaciones paralelas.

5. 0.8 m. Cubierto.

6. 0.7 m. Lutitas grises masivas, a techo presentan estratificación lenticular.

7. 0.75 m. Grauvacas de grano fino a medio, en la base, masivas a muro y con laminación paralela a techo, que pasa a lutitas grises con estratificación lenticular y por último lutitas finas grises masivas, con algunas lenticulas justo a techo, formando una secuencia de granulometría decreciente.

8. 2 m. Lutitas finas grises, masivas, con tramos que presentan estratificación lenticular. A la base presentan un tramo arcilloso marrón, alterado.

9. 3.9 m. Cubierto, localmente lutitas grises masivas y grauvacas amarillas de grano fino.

10. 1.6 m. Lutitas grises masivas, con locales estratificaciones lenticulares y niveles tabulares de base y techo plano de grauvacas de grano fino, amarillentas, masivas.

11. 3.55 m. Cubierto, locales afloramientos de lutitas grises.

12. 0.9 m. Lutitas grises con lenticulas de lutitas grauváquicas verdes.

13. 1.85 m. Lutitas gris claras masivas o con laminación paralela esporádica. A muro presentan intercalaciones lenticulares de grauvacas amarillentas masivas.

14. 0.6 m. Cubierto.

15. 4.55 m. Alternancia milimétrica de grauvacas de grano fino masivas y lutitas con una microlaminación interna por acumulación de óxidos de hierro en láminas. La laminación general es paralela, pero puede ser cruzada planar o presentarse lenticulas grauváquicas.

16. 2.4 m. Lutitas gris oscuras, localmente grauváquicas con estratificación lenticular. A muro presenta pequeñas intercalaciones de grauvacas de grano fino marrones, alteradas, masivas.

17. 1.35 m. Cubierto, a muro presentan locales afloramientos de lutitas gris claras con laminaciones paralelas, con niveles nodulosos de grauvacas marrones alteradas.

18. 8.6 m. Lutitas grauváquicas gris verdosas con laminación paralela, hacia techo aumenta el tamaño de grano pasando a grauváquicas de grano fino, masivas, en niveles tabulares de base y techo plano. A techo, alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino, que pueden formar lenticulas y lutitas oscuras, la laminación puede estar ondulada.

Techo: Cubierto. Al seguir por la carretera se repite serie.

Columna Hospital del Obispo (IV) (fig. 5, nº 35; fig. 55)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 05°21'10"W 39°33'36" N

Techo: 05°21'12"W 39°33'30" N

Se ha levantado en la carretera que sube al collado del Hospital del Obispo, carretera de Villar del Pedroso a la carretera de Navalmoral de la Mata a Guadalupe, Km. 38,7, fig. 51c.

Base: Cubierta.

1. 5.95 m. Alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas, formando una laminación paralela, en alguna lámina mas gruesa se aprecia granoclasificación negativa y laminación cruzada de muy bajo ángulo. Presentan intercalaciones de grauvacas de grano fino, ocres y amarillentas, en niveles tabulares centi a decimétricas con bases planas y techos planos a ondulados. Son masivas o con escasas laminaciones paralelas.

2. 3 m. Alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas, grises y con grauvacas de grano muy fino, que presentan una laminación paralela. Fractura, zona tectonizada.

3. 3.55 m. Alternancias milimétricas de lutitas oscuras y grauvacas de grano fino a muy fino. Son dominantes las primeras.

4. 6.5 m. Lutitas grises con esporádicas láminas de lutitas grauváquicas gris claras a oscuras, masivas o con laminación paralela.

5. 3 m. Lutitas gris oscuras, alteradas a tonos amarillos y ocres, son masivas o con laminación paralela. Presentan intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino, marrones, masivas, con bases y techos planos.

6. 0.9 m. Cubierto. Hacia la mitad aflora un banco de grauvacas de grano fino a medio, masivo con base y techo plano.

7. 1.65 m. Lutitas gris oscuras a verdes, masivas, con locales laminaciones paralelas de colores blanquecinos.

8. 0.6 m. Cubierto.

9. 3 m. Grauvacas de grano fino a medio, en niveles centi a decimétricos con bases y techos planos, masivos, localmente alterados a tonos negro amarillentos.

Techo: Cubierto.

Columna Hospital del Obispo (V) (fig. 5, nº 36; fig. 56)

HOJA: 681, Castañar de Ibor

Base: 5°20'21"W 39°33'59" N

Techo: 5°20'30"W 39°33'57" N

Se ha levantado en la carretera al Hospital del Obispo, carretera de Villar del Pedroso, a la carretera de Navalmoral de la Mata a Guadalupe, Km. 36,2, fig. 51e.

Base: Semicubierto, afloran lutitas negruzcas, mas abajo, cubierto.

1. 1.2 m. Lutitas negruzcas con láminas centimétricas blancas.

2. 1 m. Cubierto. En la base grauvacas de grano fino gris verdosas, masivas, de las que no se aprecian ni su muro ni su techo.

3. 2.3 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino verdes, dominantes a techo y láminas lutíticas negras que dominan hacia muro, donde pueden presentar láminas blancas de lutitas grauváquicas.

4. 1.5 m. Cubierto.

5. 3.5 m. Grauvacas de grano fino gris claro a rojizas, masivas en capas centimétricas cuya morfología no se aprecia bien, parecen tener bases y techos planos. Presentan laminaciones paralelas de lutitas grauváquicas oscuras. En contacto con el tramo siguiente, mediante falla.

6. 4.25 m. Lutitas negras con bandas blancas de lutitas grauvéuicas, lo calmente alteradas. Presentan intercalaciones centimétricas de grauvéuicas de grano fino rojizas, masivas o con laminación paralela que pue den ser lenticulares. Su techo está fallado.

7. 13.2 m. Alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauvéuicas ne gras y blancas o gris claras y gris oscuras.

Techo: Cubierto.

Columna Hospital del Obispo (VI) (fig. 5, n° 37; fig. 57)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°20'35"W 39°31'58" N
Techo: 5°20'41"W 39°34'00" N

Se ha levantado en la carretera al Hospital del Obispo, carretera de - Villar del Pedroso a la carretera de Navalmaral de la Mata a Guadalupe, Km. - 36.6., fig. 51f.

Base: Cubierta.

1. 1.3 m. Alternancias milimétricas de grauvéuicas de grano fino a muy fino rojizas con bases y techos irregulares, con lutitas verde-negrucias - que puede contener estratificación lenticular con lenticulas muy finas (pin stripe). Las lutitas pueden estar alteradas a tonos rojizos.
2. 4.45 m. Grauvéuicas grises a rojizas de grano fino, masivas, en bancos - centi a decimétricos con bases planas, que pueden ser algo erosivas y techos planos. Presenta localmente hacia la base tramos con laminación paralela.
3. 6 m. Lutitas gris oscuras y gris claras, las oscuras son mas finas, - pueden estar alteradas y presentar otros colores, presentan laminación paralela o estratificación lenticular muy fina.
4. 3 m. Alternancias de grauvéuicas grises y ocre de grano fino y lutitas gris oscuras a negras. Las primeras en bancos centimétricos con bases y techos planos. Ambas masivas.
5. 1.5 m. Cubierta.
6. 1.5 m. Lutitas gris oscuras masivas, con una intercalación de lutitas gris claras muy alteradas con nódulos amarillentos y rojizos. Contie - nen algunos tramos centimétricos grauvéuicos con láminas paralelas de lutitas oscuras.
7. 1.35 m. Lutitas grauvéuicas gris oscuras, con pasadas laminas de - grauvéuicas de grano fino verdosas, que raramente son lenticulares. Los niveles gruesos presentan base plana u ondulada con local desarrollo de pseudonódulos y techo plano.
8. 0.4 m. Grauvéuicas de grano fino a medio gris oscuras, con láminas lutí - ticas milimétricas. Tanto la base como el techo del tramo están ondu - dos.
9. 0.15 m. Grauvéuicas de grano medio, localmente grueso, gris verdosas, - con cantos blandos. Aparecen en niveles centimétricos con bases y te - chos planos separados por láminas lutíticas oscuras, masivas mili a - centimétricas.
10. 1.05 m. Grauvéuica cuarcítica de grano grueso, gris oscuras, masivas. - Tanto su base como su techo está ondulado, siendo su base suavemente - erosiva.
11. 0.5 m. Lutitas finas negruzcas, que presentan láminas grauvéuicas ver - de oscuras de grano fino. Ambas pueden presentar tenues laminaciones - por acumulación de opacos en láminas, que le dan al tramo el tono ne - grisco. Presenta a techo un nivel con decantación de *lenticulas*.
12. 1.2 m. Grauvéuicas de grano fino a medio, grises, ocre y verdosas, en - niveles tabulares deci a centimétricos con bases planas y techos pia - nos localmente ondulados, son masivos o con laminaciones de grano mas - fino, grauvéuicas o lutíticas negruzcas, planares, sobre todo a techo. A muro contiene una pequeña intercalación centimétrica de lutitas ne - gruzcas. Parecen presentar una leve tendencia estratodecreciente (thin - ning up), no muy marcada.
13. 0.85 m. Lutitas gris oscuras masivas, con láminas milimétricas grauvé - quicas, verdes, masivas. A techo contiene algunas intercalaciones de - grauvéuicas de grano fino, localmente medio que presentan una tenue lami - nación paralela, con bases suavemente erosivas y techos planos.
14. 0.4 m. Alternancia milimétrica de lutitas negras y grauvéuicas o lutitas grauvéuicas blancas que localmente pueden ser lenticulares, sobre to - do a techo.
15. 0.65 m. Cubierta.
16. 0.65 m. Grauvéuicas grises de grano fino, masivas. Tanto su base como su techo no se aprecian bien.
17. 1.1 m. Alternancias milimétricas de blancas, negras, grises, amarillas y rojizas, algunas de las cuales pueden ser lenticulares. Formadas por lutitas, lutitas grauvéuicas y localmente grauvéuicas de grano muy fino, con diversos contenidos en opacos y óxidos de hierro, los cuales pue - den alterarse.
18. 0.8 m. Lutitas negras masivas, con locales pasadas de láminas milimé - tricas de lutitas grauvéuicas verdes masivas.

techo: Cubierta.

Columna Hospital del Obispo (VII) (fig. 5, n° 38; fig. 58)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°20'19"W 39°34'01" N
Techo: 5°20'23"W 39°34'02" N

Se ha levantado en la carretera de Villar del Pedroso a la carretera - de Navalmaral de la Mata a Guadalupe, Km. 35,7, en las proximidades del colla - do del Hospital del Obispo, fig. 51g.

Base: Cubierta.

1. 7.55 m. Grauvéuicas rojizas, amarillentas y ocreas, masivas, en bancos - centi a decimétricos con muy esporádicas laminaciones paralelas. Su ba - se está semicubierta.
2. 1 m. Cubierta.
3. 5.05 m. Lutitas negruzcas masivas o con esporádicas láminas blanqueci - nas se alteran a muchos colores.
4. 9.55 m. Alternancia milimétrica de lutitas y limolitas cuarcíticas, con abundantes opacos, negras y blancas con alteraciones a otros tonos simi - lares a las del tramo anterior, a la base parecen ser mas grauvéuicas
5. 1.9 m. Cubierta a semicubierta, afloran lutitas y limolitas cuarcíti - cas en alternancias milimétricas.
6. 1.3 m. Lutitas grauvéuicas verdes con laminaciones paralelas muy fi - nas pasa insensiblemente al tramo superior.
7. 9.3 m. Grauvéuicas amarillo-rojizas de grano fino y ocre-verdosas con ta - maño de grano algo mas grueso, en bancos centi a decimétricos con ba - ses y techos planos que hacia la base presentan laminación paralela - que desaparece hacia techo siendo los bancos masivos.
8. 1 m. Cubierta hacia la base, para pasar a niveles grauvéuicos centimé - tricos con base y techo plano, con laminación paralela o masivos. Acaba con una capa decimétrica de grauvéuicas de grano medio a grueso, ocre y grises, masivas, cuya morfología no se ve bien.
9. 1.9 m. Grauvéuicas rojizas-ocres, de grano fino a medio con locales lam - naciones paralelas.
10. 1.8 m. Semicubierta, locales afloramientos de lutitas grauvéuicas ver - des y grauvéuicas grises de grano fino con láminas lutíticas oscuras.
11. 0.55 m. Grauvéuicas rojizas de grano fino, en capas centimétricas con ba - ses y techos planos, masivas.

Techo: Cubierta, canchales con afloramientos dispersos de materiales grauvéu - icos y lutíticos.

Columna La Calera (I) (fig. 5, n° 39; fig. 60)

HOJA 681, Castañar de Ibor
Base: 5°15'25"W 39°30'54" N
Techo: 5°15'25"W 39°30'56" N

Se ha levantado en las antiguas explotaciones de cal, 400 m. al WNW de la Calera, fig. 59e.

Base: Cubierta.

1. 2.4 m. Dolomías grises masivas, en bancos decimétricos, localmente muy potentes (hasta 75 cm.), con intercalaciones mili a centimétricas de - dolomías arenosas, amarillentas, con laminación paralela, muy localmen - te masivas, que parecen tapizar superficies irregulares, posiblemente erosivas, a las que se adapta la laminación.
2. 11 m. Dolomías grises masivas, hacia la base contienen intercalaciones lenticulares de dolomías arenosas amarillentas. A techo son grises con láminas amarillentas que pueden ser paralela planar y cruzada tanto - planar como de surco. Localmente presentan aspecto brechoide.
3. 4.45 m. Dolomías grises masivas, en bancos decimétricos, con bases y - techos planos, aunque irregulares, debido posiblemente a fenómenos de disolución bajo presión (estilolitos).
4. 0.5 m. Dolomías gris amarillentas arenosas, muy recristalizadas, con - base claramente erosiva, en niveles centimétricos, que presentan acuña - mientos laterales. Su techo no se ve bien.
5. 5.5 m. Cubierta a semicubierta, localmente afloran hacia la base dolo - mías grises, masivas, en bancos decimétricos, con bases y techos pia - nos aparentemente.

Techo: Cubierta, unos 50 m. por encima aproximadamente, se situa el corte La - Calera (II).

Columna La Calera (II) (fig. 5, n° 40; fig. 61)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°15'29"W 39°31'01" N
Techo: 5°15'30"W 39°31'07" N

Se ha levantado sobre un camino que sale de la pista de La Calera al - Hospital del Obispo, en el collado de la Era de La Calera y sube hacia el vérti - ce Sobacorbas, aunque no llega a él, 500 m. al NW de La Calera, fig. 59b.

Base: Cubierta, por debajo, estratigráficamente, se situa el corte La Calera - (I).

1. 11 m. Lutitas verdes, con láminas milimétricas lutíticas rojas y amari - llentas, aunque fundamentalmente son masivas.
2. 17.8 m. Lutitas verdes localmente grises, masivas, con intercalaciones mili a centimétricas formadas por alternancias milimétricas de lutitas y limolitas formando una laminación paralela.

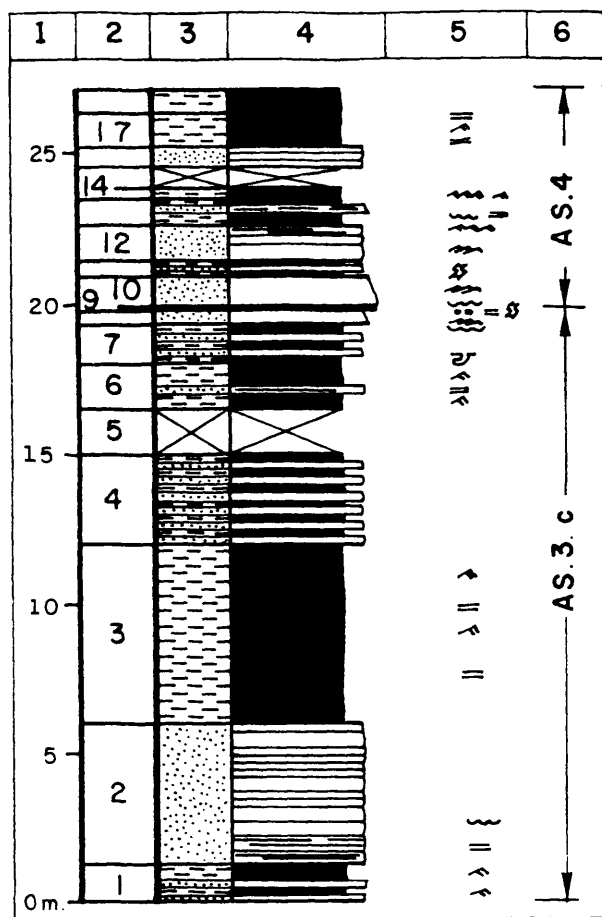


FIG. 57 : COLUMNA HOSPITAL DEL OBISPO VI

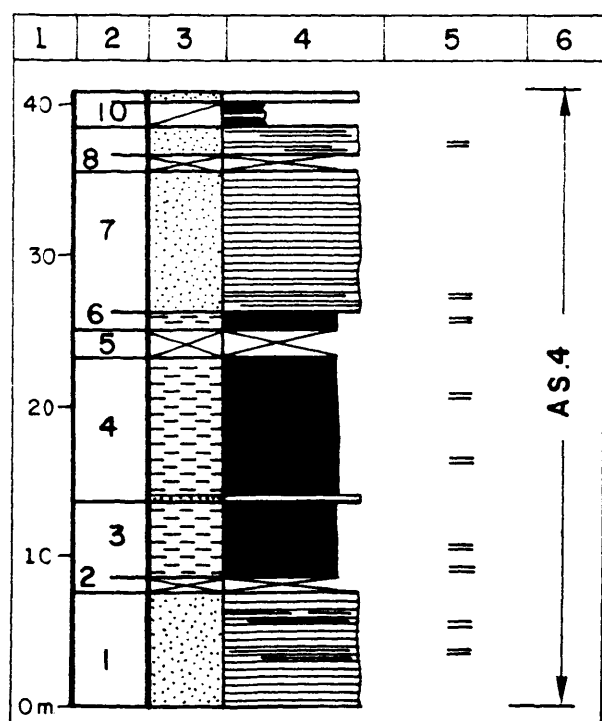


FIG 58 : COLUMNA HOSPITAL DEL OBISPO VII

HOJA 681 CASTAÑAR DE IBOR

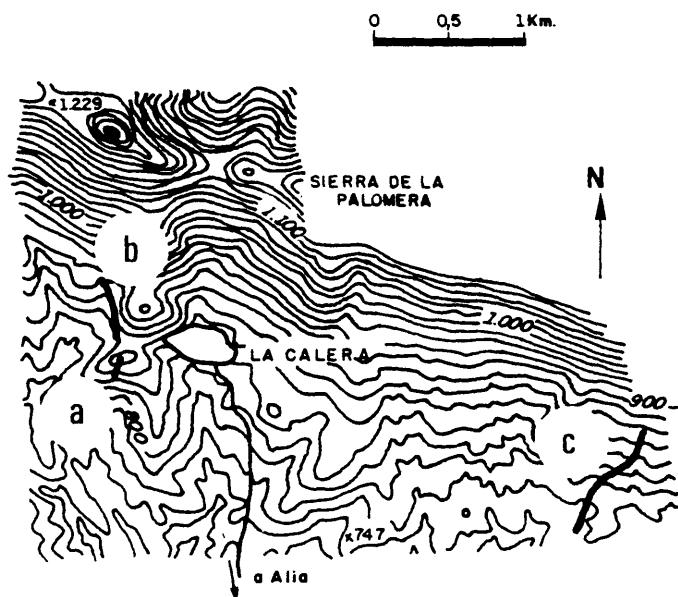


FIG. 59 : A - COLUMNA LA CALERA I
B - " " " LA CALERA II
C - " " " LA CALERA III

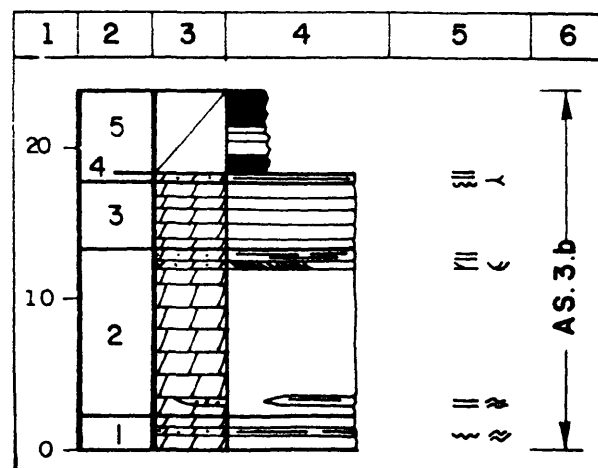


FIG. 60: COLUMNA LA CALERA I



FACULTAD CC. GEOLÓGICAS
BIBLIOTECA

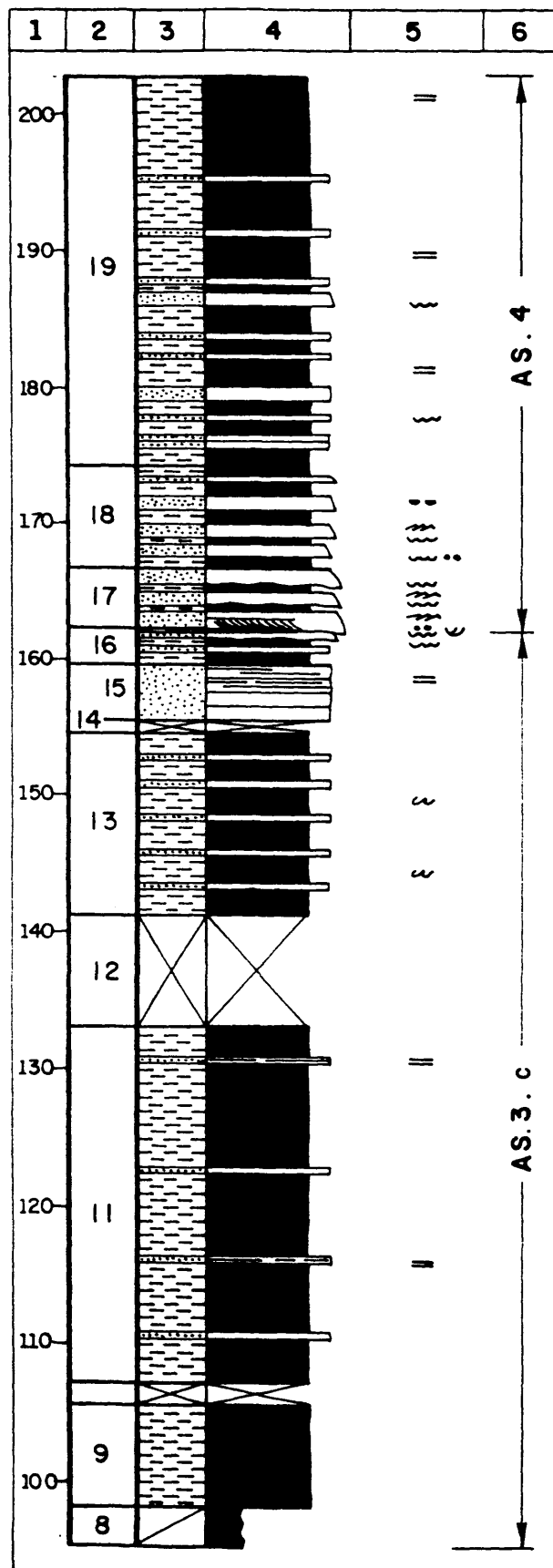
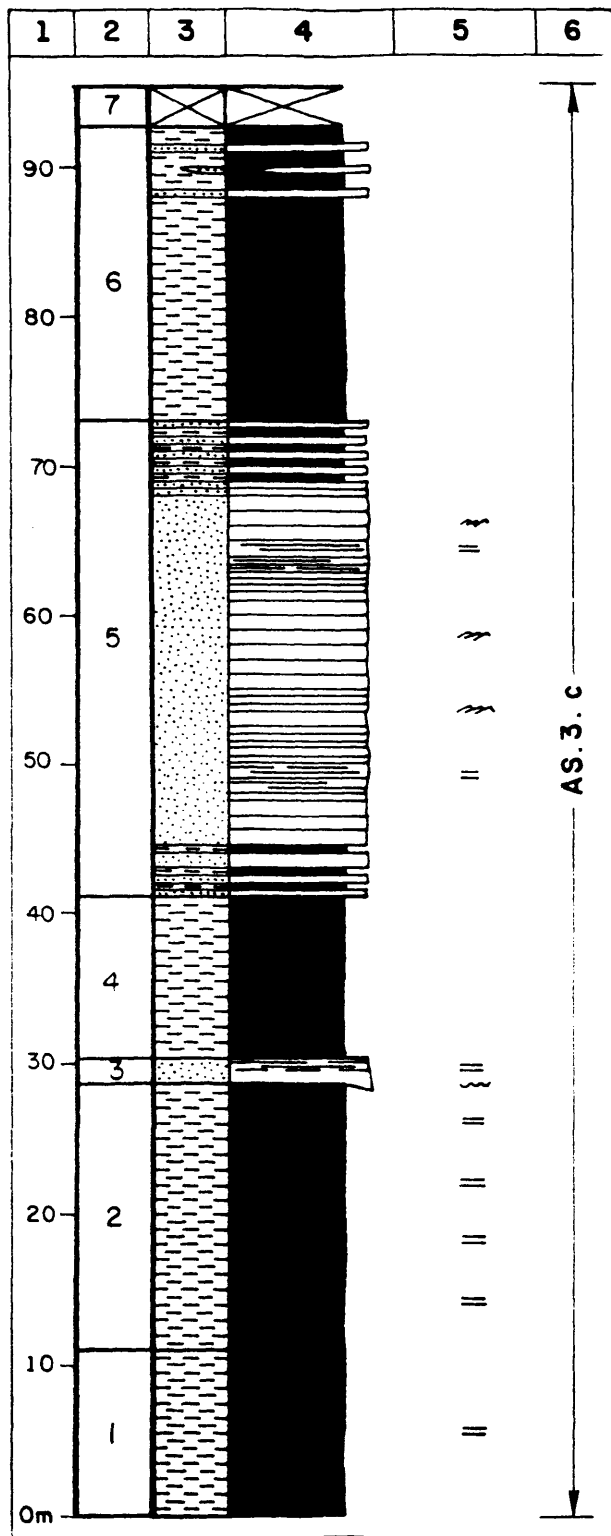


FIG. 61 : COLUMNA LA CALERA II

3. 1.6 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, gris oscuras, con tenues laminaciones paralelas mas claras. Su base está levemente tectonizada y su techo es plano, aunque desaparece lateralmente, presentando morfología suavemente lenticular.
4. 10.7 m. Lutitas verdes masivas o con laminaciones paralelas. Presenta algunas pequeñas fracturas.
5. 32 m. Grauvacas de grano fino, ocre-amarillentas, masivas o con escasas laminaciones paralelas y ripples en bancos centí a decimétricos - con base y techo plano. Presentan intercalaciones de lutitas verdes - con láminas paralelas de grauvacas de grano fino a medio, rojizas, que son mas abundantes a muro. A techo presenta alternancias centimétricas de grauvacas de grano fino.
6. 19.7 m. Lutitas verdes, finas, masivas o con laminación paralela. Espo radicalmente, a techo, presenta intercalaciones lenticulares y tabulares mili a centimétricas de grauvacas de grano fino, masivas.
7. 2.55 m. Cubierto.
8. 3 m. Semicubierto, a muro afloran localmente lutitas verdes y rojas, - masivas.
9. 7.35 m. Lutitas verdes con láminas paralelas blanquecinas. A muro lutitas rojizas, masivas.
10. 1.5 m. Cubierto.
11. 26 m. Lutitas verdes y rojizas, masivas con algunas intercalaciones tabulares centimétricas de grauvacas de grano fino, masivas o localmente con laminación paralela.
12. 8.7 m. Cubierto, afloran lutitas rojizas muy tectonizadas, con aspecto milonítico.
13. 13.2 m. Lutitas verdes y rojizas, masivas, con intercalaciones de grauvacas de grano fino y lutitas grauváquicas. Algunos niveles presentan aspecto fluidificado. Con zonas tectonizadas de aspecto milonítico.
14. 1 m. Cubierto.
15. 4 m. Grauvacas de grano fino grises, masivas o con laminaciones paralelas en niveles decimétricos, con bases y techos planos.
16. 2.75 m. Lutitas finas grises, muy compactas, en niveles centimétricos, alternando también con tramos centimétricos de grauvacas de grano fino a grueso, mas grueso hacia techo, masivas, que se presentan en niveles tabulares con base plana o erosiva, hacia techo, y techos planos.
17. 4.45 m. Grauvacas de grano grueso a fino, grises con cantos blandos en la base y laminaciones cruzadas de surco dispersas, aunque lo mas normal es que sea masivo. Se presenta en tramos centí a decimétricos (máximo 40 cm.) cuyo nivel basal presenta base claramente erosiva, los de mas niveles presentan bases mas planas, erosivas pudiendo apoyarse sobre el primer nivel, la base del segundo, con techos planos a ondulados. Parece estar formado por 3 secuencias estratodecrecientes, posiblemente granodecrecientes (thinning y fining upward), con una macrotenencia también estratodecreciente.
18. 7.55 m. Grauvacas de grano medio a fino con base erosiva, que puede tener cantos blandos y techo plano localmente ondulado y con estratificación flaser. Pasa a una alternancia milimétrica de grauvacas de grano fino, claras, con base y techo plano, masivas, que localmente son lenticulares; con lutitas y limolitas oscuras muy compactas, masivas. Finalmente se presentan alternancias milimétricas de lutitas negras y - blancas, con estas últimas dominando hacia techo. El tramo acaba en un nivel arcilloso marrón, alterado, formando una serie de secuencias granodecrecientes.
19. 28.4 m. Alternancias centí a decimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino, en ocasiones medio, claras, en niveles tabulares, con bases ligeramente erosivas, en ocasiones masivas; con lutitas negras y/o grises, masivas y locales intercalaciones de alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas. Hacia techo disminuye el tamaño de grano y - la potencia de las intercalaciones grauváquicas dominando las últimas facies descritas.

Techo: Cubierto.

Columna La Calera (III) (fig. 5, nº 41; fig. 62)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°12'29"W 39°30'04"N
Techo: 5°13'10"W 39°30'20"N

Se ha levantado en las proximidades del paraje denominado El Robledo - llo, 3 Km. al ESE del pueblo de La Calera, fig. 59c.

Base: Cubierta.

1. 3.9 m. Grauvacas ocre de grano fino a muy fino y lutitas grauváquicas verde claro, masivas o con laminación paralela y cruzadas planares de bajo ángulo. No se aprecia bien la morfología de los tramos.
2. 1.1 m. Grauvacas de grano fino, verdes en niveles centimétricos, con bases planas a veces algo erosivas, con laminación paralela planar y - cruzada planar de bajo ángulo, los techos son planos. Hacia techo parece disminuir el tamaño de grano.
3. 2.15 m. Alternancias en tramos centimétricos de grauvacas de grano fino ocre-verdoso, en niveles tabulares, masivos, que en ocasiones pueden presentar laminaciones paralelas formadas por láminas lutíticas oscuras, con alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas.
4. 0.4 m. Grauvacas de grano fino, verdes, masivas, en niveles centimétricos con bases planas o erosivas y techos planos.
5. 3.45 m. Alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas, contiene algun tramo grauváquico tabular, de grano fino, ocre-verdoso, masivo.
6. 0.9 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, gris oscuras, en bancos centimétricos, con base plana, levemente erosiva y laminaciones paralela planar, a veces ondulada y laminación cruzada planar de bajo ángulo, - techos planos.

7. 0.45 m. Alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas, con algunos intervalos mili localmente centimétricos de grauvacas de grano - fino ocre-verdoso con bases y techos planos, masivas.
8. 2 m. Grauvacas de grano fino, gris oscuras o marrones en bancos decimétricos, masivos o con tenues laminaciones paralelas.
9. 9 m. Grauvacas de grano fino, ocre-amarillentas en niveles centimétricos, masivos, con algunas intercalaciones de alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas.
10. 24 m. Alternancias centí a decimétricas de lutitas grises oscuras con láminas milimétricas de dolomías marrones; con lutitas grises oscuras masivas, en ocasiones aparecen intercalaciones mili a centimétricas de grauvacas ocre amarillentas, con bases y techos planos, masivas.
11. 3 m. Cubiertos.
12. 6 m. Lutitas verdes masivas o con tenues laminaciones paralelas, presentan una fuerte esquistosidad.
13. 35 m. Visibles, lutitas gris oscuras con locales intervalos cubiertos que pueden ser importantes, a techo son lutitas gris-verdoso oscuras, con manchas ocre irregulares.
14. 8.1 m. Alternancias en tramos centí a decimétricos de grauvacas grises de grano fino a medio, masivas, con lutitas gris oscuras, masivas. Son dominantes las grauvacas que presentan bancos mas potentes hacia la base.
15. 5.6 m. Cubierto.
16. 4.8 m. Grauvacas de grano muy fino a fino, localmente medio grises y ocre con punteado rojizo, masivas, aparecen en capas mili a centimétricas, con un tramo final decimétrico, con bases y techos planos.
17. 5 m. Cubiertos, a la base afloran capas dispersas de grauvacas de grano fino a muy fino, grises y ocre, masivas.
18. 4.8 m. Alternancia de tramos decimétricos de lutitas verdes masivas y tramos centimétricos de grauvacas de grano fino a medio, grises, masivas o con laminación paralela de lutitas oscuras, con bases y techos - planos.
19. 4.6 m. Lutitas gris verdosas, masivas.
20. 13.1 m. Grauvacas grises, en niveles deci localmente centimétricos tabulares o lenticulares, pues se acunian lateralmente, pero de cierta extensión lateral. Suelen ser masivos, aunque presentan estratificación flaser de lutitas oscuras, laminación paralela planar y laminación cruzada planar de bajo ángulo.
21. 30.6 m. Lutitas gris verdosas, claras y oscuras, masivas o con láminas paralelas de lutitas mas oscuras.
22. 5.6 m. Grauvacas grises de grano grueso a fino masivas o con lamina - ción paralela, en niveles tabulares deci a centimétricos, lateralmente su morfología no se aprecia bien.
23. 1.6 m. Lutitas grises con láminas paralelas blancas.
24. 40.5 m. Grauvacas desde microconglomeráticas hasta de grano fino en niveles tabulares centí a decimétricos, con laminación paralela planar, localmente ondulada, laminación cruzada de bajo ángulo y escapes de - fluidos de pequeño tamaño (estructura en llama); presentan también alternancias centimétricas de grauvacas de grano grueso y fino, conglomerados cuarcíticos (cantos hasta 3 cm.) con base fuertemente erosiva. - Los niveles grauváquicos tienen base plana o erosiva y techo plano.
25. 30 a 40 m. Visibles, semicubierto, son grauvacas microconglomeráticas y conglomerados, los cuales pueden contener mucha matriz arenosa verde o ser totalmente granosportados con cantos fundamentalmente de cuarzo lechoso y cuarcitas, pero también de otros fragmentos de rocas, son masivos con bases erosivas. Las grauvacas son masivas y afloran peor.

Techo: Cubierto, canchal.

Columna Arroyo Jarigüela (fig. 5, nº 42; fig. 64)

HOJA 708, Minas de Santa Quitena.
Base: 5°09'49"W 39°28'25"N
Techo: 5°09'30"W 39°38'32"N

Se ha levantado en el arroyo Jarigüela en las proximidades del Estre - cho de la Peña, fig. 63a.

El corte se ha realizado sobre una serie de materiales formados por - grauvacas grises de grano medio a grueso en paquetes métricos compuestos por - niveles decimétricos que presentan bases erosivas con zonas esculpadas, laminaciones cruzadas planares de bajo ángulo, laminación paralela o son masivas, techo plano alternando con niveles decimétricos de lutitas laminadas negras y blanquecinas con laminación paralela. A techo pasan a unas alternancias de - grauvacas y lutitas en niveles decimétricos masivos con base plana (algo ondulada, los niveles grauváquicos tenuemente erosiva) y techo plano. Este tramo - presenta una potencia de 40-50 metros. Por encima cubierto.

Base: Cubierta.

1. 3.3 m. Conglomerados grises claros a oscuros cuarcíticos y lutíticos - (cantos blandos) en bancos de 5 a 15 centímetros con límites difusos e irregulares que le dan un aspecto anárquico. Solo a techo manifiesta - organización, este está compuesto por dos capas de 25 centímetros cada una que presentan un tramo basal micro a conglomerático con granoclasificación positiva y base plana que pasan a grauvacas de grano grueso a medio, masivas, con techo plano. La capa superior desaparece lateralmente por erosión del tramo suprayacente. Los conglomerados están formados por cantos de cuarzo, cuarcita, lidita, microconglomerados y - grauvacas con centil 5 cm. Los conglomerados lutíticos están compuestos por clastos de cuarzo y grauvacas, algunos con cemento carbonatado con centil de 20 cm. Los cantos cuarcíticos tienen formas redondeadas a subredondeadas y pueden presentar un diáclavo que raramente penetra en la matriz. Los cantos blandos son redondeados o alargados (elipsoidales). La matriz es grauváquica de grano fino a grueso estando los - clastos, normalmente, flotando en ella.

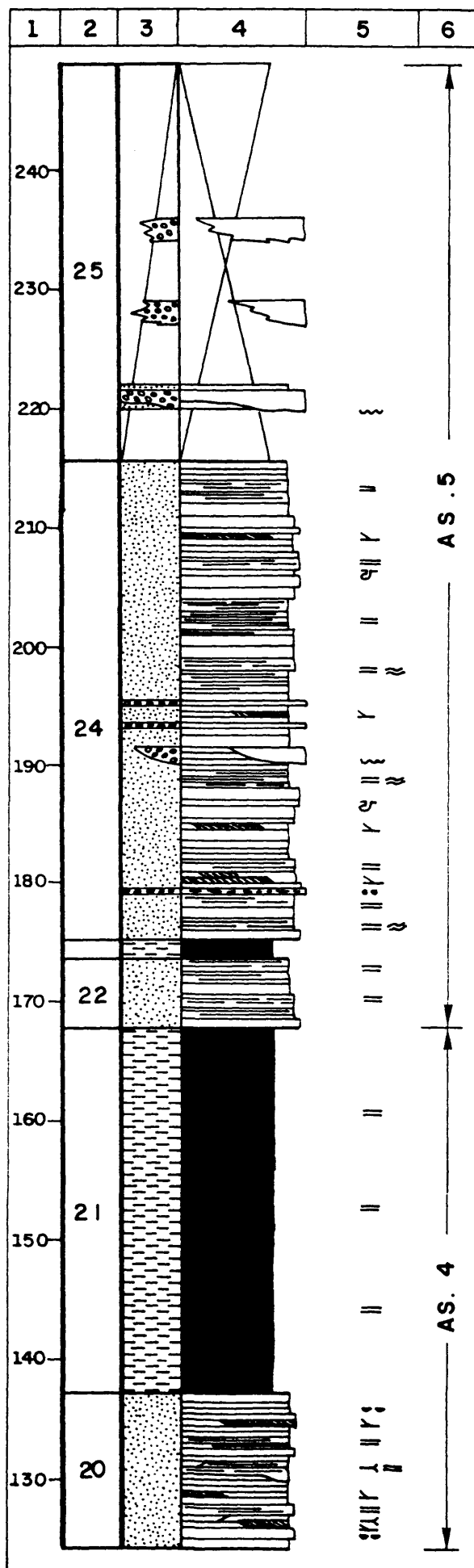
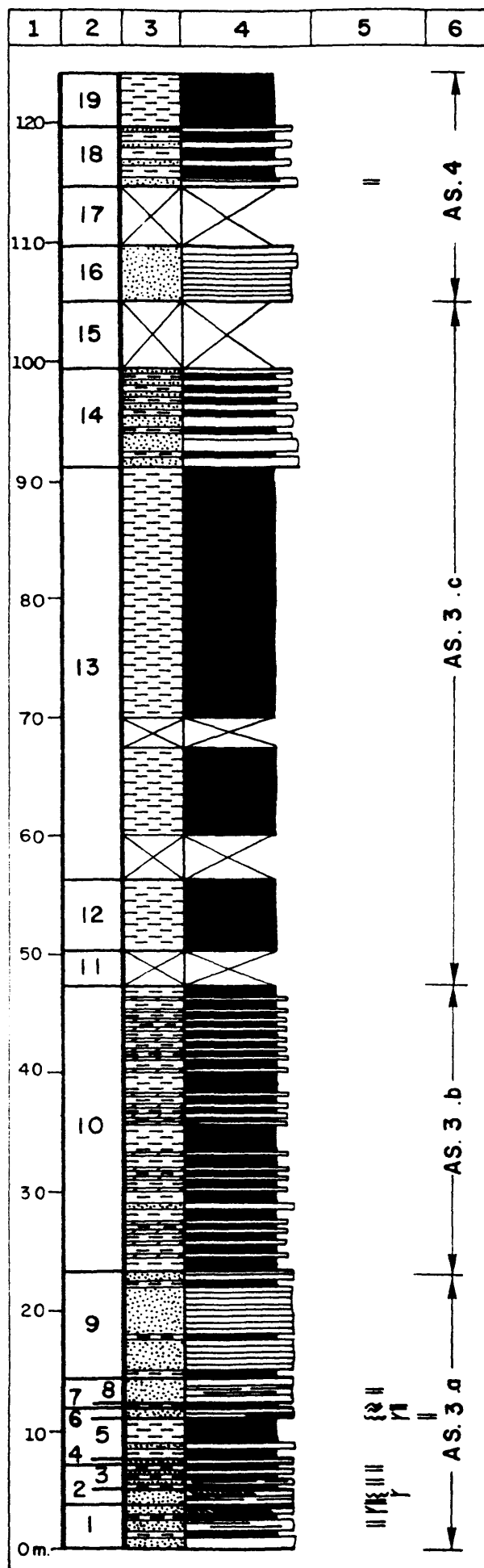


FIG. 62 : COLUMNA LA CALERA (III)

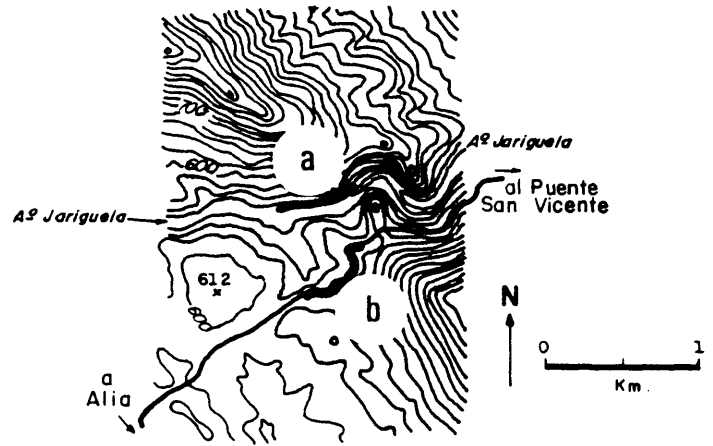


FIG. 63 : A-COLUMNA ARROYO JARIGÜELA
B-COLUMNA ESTRECHO LA PEÑA

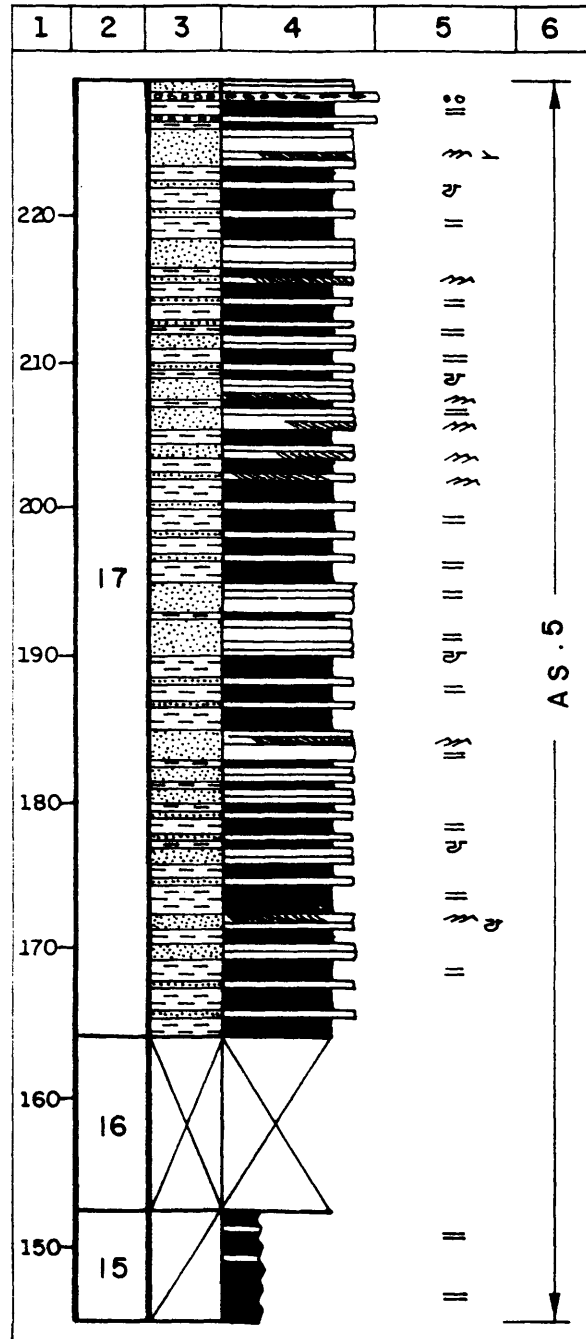
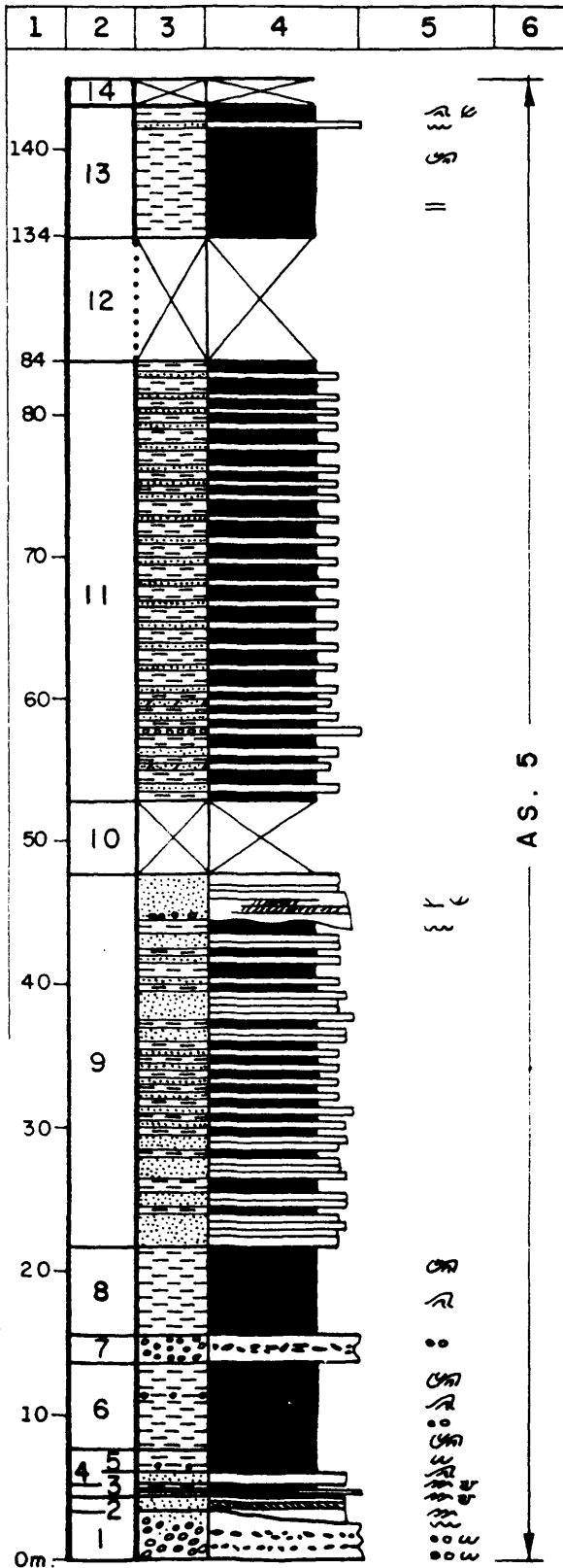


FIG. 64 : COLUMNA ARROYO JARIGÜELA

2. 1.1 m. Alternancia centimétrica de niveles grauváquicos, gris claros, con base plana, algo erosiva, localmente con estructuras en llana (escapes de fluidos) y láminas lutíticas; con niveles lutíticos gris oscuros masivos que se adaptan a los niveles grauváquicos. El tramo se acuña lateralmente.
3. 0.95 m. Lutitas masivas grises con niveles lenticulares (discontinuos) de conglomerados, ocasionalmente se encuentran clastos dispersos en la masa de lutitas. Los niveles conglomerados están formados por clastos de cuarzo, cuarcita, lidita (raros) con 6 centímetros de tamaño máximo, también presentan cantos blandos dispersos y algunos de grauvaca con cemento dolomítico. La matriz son grauvacas de grano fino a medio, estando los clastos flotando en ella.
4. 0.65 m. Alternancia centimétrica de grauvacas gris claras con lutitas gris oscuras masivas. Su techo es erosionado por el tramo siguiente. Las capas grauváquicas mas potentes tienen hasta 10 centímetros, son masivas, con bases irregulares, erosivas y granoclasiificación positiva. Presentan ripples abundantes, aunque menos frecuentes que en el tramo 25, laminación paralela y estructuras en llana (escapes de fluidos).
5. 1.6 m. Lutitas grises con cantos de cuarzo y cuarcitas (tamaño máximo 3 cm.) que se acumulan en niveles y cantos dispersos fundamentalmente de lutitas y grauvacas de hasta 10 cm. de tamaño máximo. contiene fragmentos de capas redondeadas con laminaciones paralelas por alternancias milimétricas de láminas blancas y negras, que recuerdan las facies laminadas de niveles lutíticos infrayacentes (ver Base de la Columna). Abundan los niveles grauváquicos desorganizados con aspecto fluidificado.
6. 6 m. Lutitas grises con cantos dispersos, normalmente de cuarzo y cuarcita de hasta 3 cm. Contiene también bloques de gran tamaño 30x15 cm. de niveles laminados similares al tramo 6, con posiciones que parecen no ser concordantes con la estratificación, alguno de estos fragmentos presentan cemento carbonatado. Se observan también cantos blandos de lutitas gris oscuras (casi negra) y conglomerados y laminación convoluta. Los cantos presentan un diclaseado paralelo a la esquistosidad.
7. 1.9 m. Alternancias de conglomerados cuarcíticos y conglomerados lutíticos (cantos blandos), aunque a techo son fundamentalmente lutitas grises con cantos cuarcíticos dispersos. Los conglomerados cuarcíticos están compuestos por cantos de cuarzo cuarcita y algunos de lidita, redondeados a subredondeados, con tamaños máximo de 6.5 cm. que se encuentran flotando en una matriz grauváquica de grano grueso. Los conglomerados de cantos blandos están compuestos esencialmente por lutitas gris oscuras redondeadas con morfologías elipsoidales a esféricas, de hasta 14 cm. de tamaño máximo, con algunos clastos de cuarzo de pequeño tamaño y alguno muy raro de carbonato, en una matriz grauváquica de grano medio a grueso que localmente puede presentar cemento carbonatado.
8. 6.2 m. Lutitas grises finas, predominantemente masivas o con algunas láminas grauváquicas que presentan inicio de procesos de eslampijación, pueden presentar también laminación convoluta. A techo presenta cantos dispersos de cuarzo y cuarcita de hasta 7 cm. de tamaño máximo.
9. 26 m. Alternancias decí a centimétricas de grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso, masivas, con base y techo plano, y alternancias milimétricas grauvaca-lutita con laminación paralela, con niveles lutíticos gris oscuros posiblemente masivos, aunque la esquistosidad es tan penetrativa que oclitara las estructuras sedimentarias. Casi a techo aparece un nivel grauváquico de grano grueso a muy grueso, localmente macroconglomerático, masivo, ocasionalmente se ven laminaciones cruzadas planares de alto ángulo y laminaciones cruzadas de surco con láminas basales microconglomeráticas. Su base levemente ondulada, posiblemente erosiva, presenta una tendencia thinning y posiblemente fining aunque la granulometría mas gruesa no se sitúa justo en la base sino un poco mas alta.
10. 5.15 m. Cubierto hacia la mitad del tramo afloran grauvacas verdosas de grano grueso a medio, masivas, de las que no se aprecia ni base ni techo.
11. 31 m. Alternancias de niveles decí a centimétricos con bases y techos planos de lutitas grises masivas y niveles milí a centimétricos de alternancias lutita-grauvaca. Hacia la base contiene delgados niveles de calcosquistos, niveles de pocos centímetros de dolomas ameriticas-gris oscuro-marrones y locales niveles conglomeráticos con clastos de cuarzo, cuarcita, liditas, de tamaño máximo 3 mm. presentan cemento dolomítico. El techo del tramo está semicubierto.
12. 50 m. Cubierto en la orilla opuesta parece existir serie continua con las mismas características de alternancias de lutitas con alternancias milimétricas grauvacas-lutita con dominio de la laminación paralela.
13. 9 m. Lutitas gris oscuras, con láminas milimétricas grauváquicas (laminación paralela), en ocasiones presentan laminaciones convolutas y "crescent-cast". Casi a techo aparece un nivel centimétrico de macroconglomerados con base erosiva, techo plano y aspecto masivo.
14. 2 m. Cubierto.
15. 7.5 m. Semicubierto, afloran lutitas grises con intercalaciones centimétricas de grauvacas y lutitas laminadas milimétricamente, con laminación paralela.
16. 11.8 m. Cubierto. A techo afloran grauvacas verde-grisáceas de grano fino a medio con delgadas intercalaciones de lutitas grises masivas, los límites visibles son plano paralelos.
17. 65 m. Visible. Alternancias centimétricas de lutita gris oscuras masivas y niveles centimétricos, raramente decimétricos de grauvacas pardo grisáceas de grano fino a grueso, con bases planas, a veces erosivas, estructuras en llana (escapes de fluidos) y laminación paralela o ripples, que parecen de corriente, formados por alternancias de láminas milimétricas grauvaca-lutita. Las facies finas dominan hacia la base, mientras que hacia la mitad y a techo existen dominios alternos, junto a techo existen niveles conglomeráticos, tanto cuarcíticos como de cantos blandos (vistos solo en la orilla opuesta).

Techo: Cubierto, por encima se sitúa la cuarcita armoricana, en la orilla opuesta los niveles ordovícicos presentan un corte recto, levemente angular sobre los materiales precámbricos.

Columna Estrecho de la Peña (fig. 5, nº 43; fig. 63)

HQJA 708, Minas de Santa Quitéria.

Base: 5°09'40"W 39°28'08" N
Techo: 5°09'33"W 39°28'18" N

Se ha levantado en la carretera de Alia a Puerto San Vicente, Km. 153.7 en las proximidades del Estrecho de la Peña, fig. 63b.

Base: Cubierta.

1. 1.1 m. Lutitas ocreas a verdes, masivas, a muro se aprecia levemente un nivel grauváquico de grano fino, ocre, masivo.
2. 0.7 m. Grauvacas de grano fino ocreas a verdosas, con un moteado rojizo producido por la presencia de carbonatos en la roca. Aflora un único nivel, masivo con base erosiva y techo plano.
3. 1.5 m. Lutitas ocreas a verdes, masivas.
4. 2 m. Grauvacas de grano fino a medio, ocreas a verdosas. El tramo está formado por 3 bancos masivos que parecen amalgamarse lateralmente.
5. 0.5 m. Grauvacas de grano fino, oscuras, masivas, que en la base presenta un pequeño nivel de lutitas ocreas a verdes con estratificación lenticular.
6. 0.75 m. Grauvacas de grano fino ocreas a verdosas, con moteado rojizo de carbonatos, masivo.
7. 0.4 m. Lutitas ocreas a verdes, masivas.
8. 1.25 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, con base plana y laminación paralela planar, a techo pasa insensiblemente a lutitas grauváquicas verdes masivas, formando un conjunto de 6 secuencias granodetríticas con tendencias estratodecrecientes.
9. 0.5 m. Grauvacas de grano muy fino, ocreas a verdosas, con moteado rojizo de carbonatos, masivas.
10. 0.3 m. Lutitas ocreas a verdes, masivas.
11. 0.8 m. Lutitas grauváquicas, masivas, que pasan a lutitas verdes también masivas.
12. 1.2 m. Grauvacas de grano fino, ocreas a verdosas, masivas, su límite superior es transicional al tramo siguiente.
13. 0.8 m. Lutitas ocreas a verdosas, masivas.
14. 0.25 m. Grauvacas de grano fino, ocreas a verdosas, con moteado rojizo de carbonatos, son masivas.
15. 1.65 m. Lutitas ocreas a verdes, masivas.
16. 0.75 m. Grauvacas de grano fino a muy fino ocre-verdosas, masivas.
17. 0.2 m. Lutitas ocreas a verdosas, masivas.
18. 0.55 m. Grauvacas de grano fino, ocreas a verdes con moteado rojizo, masivas.
19. 0.95 m. Lutitas ocreas a verdes, masivas.
20. 0.5 m. Grauvacas de grano fino a medio, ocreas, en bancos decimétricos siendo el basal el mas potente. Presenta laminación paralela o cruzada planar de muy bajo ángulo, su base es plana o suavemente ondulada, el tramo se acuña lateralmente.
21. 3 m. Alternancias de grauvacas ocre-verdosas de grano muy fino y lutitas grauváquicas verdes, en niveles decimétricos. Presenta intercalaciones también decimétricas de lutitas verdes masivas. El tramo acaba con un banco grauváquico de grano medio.
22. 4.05 m. Lutitas ocreas a verdes, masivas.
23. 6.6 m. Grauvacas de grano medio a fino, masivas, que pasan insensiblemente a lutitas grauváquicas y lutitas masivas, formando un conjunto de secuencias granodetríticas con base plana.
24. 1 m. Grauvacas de grano fino ocreas con moteado rojizo, masivas.
25. 1 m. Grauvacas de grano fino, masivas, con base plana, que pasan a lutitas con esporádicas laminaciones paralelas.
26. 0.25 m. Grauvacas de grano fino, verdosas, masivas, con base y techo planos.
27. 1.7 m. Lutitas verde claro, grauváquicas a muro y lutitas verde oscuro mas finas a techo.
28. 2.9 m. Grauvacas de grano fino, masivas, con base plana, que pasan a lutitas grauváquicas y lutitas, formando 4 secuencias granodetríticas.
29. 9.6 m. Grauvacas de grano medio, ocre-verdosas, masivo, con dos intercalaciones de lutitas verdes masivas a techo, siendo una el techo del tramo.
30. 4.2 m. Grauvacas de grano fino, masivas con base plana, que pasan insensiblemente a lutitas grauváquicas y lutitas formando varias secuencias granodetríticas.
31. 1.45 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, rojizo-amarillentas, con laminación paralela milimétrica, las capas se acuñan lateralmente. Presentan una intercalación centimétrica de grauvacas marrones, alteradas con aspecto de nódulo.
32. 0.6 m. Grauvacas de grano medio, ocre-verdosas, con moteado rojizo masivas localmente tramos lutíticos verdes masivos.
33. 15 m. Grauvacas de grano medio a fino, rojizo-amarillentas a gris verdosas, masivas o con laminación paralela, en bancos centimétricos con base y techo plano. Presentan también lutitas verdes con estratificación lenticular o con niveles milimétricos grauváquicos, intercalados esporádicamente contiene capas grauváquicas de tonos marrones, alteradas.

34. 35 m. Cubierto, es posible que exista alguna fractura.

35. 9.55 m. Alternancia milimétrica de lutitas oscuras y claras, apreciándose localmente ripples de corriente y laminación convoluta, en niveles decimétricos, que alternan con tramos centimétricos de grauvacas de grano fino, gris oscuras, masivas y ocre-amarillentas, también masivas, con bases y techos planos. Algunos niveles contienen fragmentos de Vendoteniás.

36. 4.55 m. Alternancias centi a decimétricas de lutitas claras, con láminas dolomíticas milimétricas, con lutitas oscuras masivas que pueden tener laminación paralela milimétrica de lutitas claras. Presentan, también intercalaciones de grauvacas grises de grano fino, masivas y grauvacas de grano fino a medio, ocre-amarillentas, masivas, localmente alteradas a tonos marrones, con aspecto noduloso.

37. 4.3 m. Alternancia centi a decimétrica de lutitas gris claras a gris oscuras, que pueden contener una laminación paralela de lutitas gris claras, aunque habitualmente son masivas. Presenta algunas intercalaciones de grauvacas de grano fino, grises, masivas.

38. 2.2 m. Alternancia centi a decimétrica de lutitas gris claras con láminas dolomíticas o de calcoesquistos, milimétricas; con lutitas oscuras que presentan una laminación paralela, al contener láminas de lutitas gris claras. Presenta, además, intercalaciones de grauvacas de grano fino, grises, masivas y grauvacas de grano fino a medio, ocre-amarillentas, masivas, localmente alteradas a tonos marrones. Dominan las lutitas con láminas dolomíticas.

39. 3.6 m. Lutitas gris claras a gris oscuras alternando en niveles centi a decimétricos masivos con alguna intercalación de grauvacas de grano fino, grises, masivas, con base y techo plano.

40. 40 a 50 m. Cubierto a techo existe un tramo con aspecto milonitizado.

41. 9.5 m. Lutitas gris oscuras, masivas y grauvacas de grano fino verdosas. El tramo está muy tectonizado y por zonas presenta aspecto milonítico.

42. 30 a 40 m. Cubiertos.

43. 30 m. Máximo visible. Grauvacas de grano fino a medio, grises, ocre-amarillas y rojizas, masivas o con escasas laminaciones paralelas planares en bancos decimétricos con base y techo plano. Tramo tectonizado con algunos repliegues y fracturas, por lo que el espesor puede ser exagerado.

Techo: Cubierto.

Columna Pista Militar (fig. 5, n° 44; fig. 67)

HOJA 707, Logrosán.
Base: 5°21'58"W 39°28'42"N
Techo: 5°22'02"W 39°28'33"N

Se ha levantado en la pista militar, que sale frente a la ermita del Humilladero, Km. 5.8 de la carretera de Guadalupe a Navavillar de Ibor, y que suabe al pico Villuerca. Se sitúa al NE de la Sierra de Ballesteros, 4.5 m. al NW de Guadalupe, fig. 66.

base: Alternancias de lutitas ocre y grauvacas grises.

1. 4.25 m. Alternancia de lutitas ocre amarillentas, masivas y grauvacas de grano fino a medio, grises, alteradas a tonos amarillentas, también masivas, solo a techo de algún nivel se ven laminaciones paralelas.

2. 6.5 m. Alternancia mili a centimétrica de limolitas amarillentas y lutitas verde-negruzcas, a veces esta alternancia está ondulada. Presenta intercalaciones de grauvacas amarillentas y violáceas de grano fino a muy fino, que contienen pirritas, las grauvacas son mas frecuentes hacia la base, presentando bases y techos planos, hacia arriba estos niveles son lenticulares.

3. 9.6 m. Lutitas verde oscuras, localmente limolitas formando laminación paralela. Contiene algún banco grauváquico con base y techo plano, pero principalmente con formas lenticulares, que les dan aspectos brechoide.

4. 4.8 m. Alternancias mili a centimétricas de lutitas verde oscuras y limolitas amarillentas, con intercalaciones de grauvacas ocre de grano fino, abundantes por zonas. A techo dominan las lutitas.

5. 5.7 m. Grauvacas grises claras y ocre, que se presentan como niveles mili a centimétricos con láminas muy finas de lutitas o limolitas oscuras, a veces estas láminas forman suaves surcos. En ocasiones las grauvacas son lenticulares estando rodeadas por las películas lutíticas, lo que les da un aspecto brechoide. En un punto se aprecia un pequeño slump.

6. 2.5 m. Lutitas oscuras con abundantes lenticulas de grauvacas de grano fino, gris claras, con aspecto brechoide.

7. 26.25 m. Grauvacas grises en grandes o pequeños niveles lenticulares, rodeados por lutitas oscuras como láminas, a veces con formas irregulares, con aspecto brechoide. Todas las láminas están perfectamente orientadas, paralelas a la estratificación, igual que en los tramos anteriores. Localmente y hacia la base aflora algún nivel tabular grauváquico.

8. 3.45 m. Lutitas oscuras con niveles lenticulares, raramente tabulares, de grauvacas de grano fino a medio, muy ricas en carbonatos (moteado rojizo), que hacia la base presentan aspectos nodulosos. Hacia techo desaparecen los niveles grauváquicos.

9. 3.75 m. Grauvacas de grano fino a grueso, con tendencia granocreciente (coarsening up), en niveles centi a decimétricos, rara vez métricos, con tendencia estratocreciente (thickening up), presentan algunas laminaciones paralelas de lutitas oscuras que localmente engloban lenticulas grauváquicas.

10. 8.7 m. Alternancias de tramos decimétricos de lutitas gris oscuras a negruzcas, masivas o con laminaciones paralelas, con tramos centi, raramente decimétricos, de grauvacas de grano fino a medio, masivas, con bases y techos planos, que a veces contienen gran cantidad de carbonatos, alguna capa está localmente alterada.

11. 11.85 m. Alternancia centi a decimétrica de limolitas o lutitas oscuras, localmente grauvacas de grano muy fino, gris oscuras, con pirritas masivas o con tenues laminaciones paralelas blanquecinas, que son de grano mas grueso; con grauvacas de grano grueso a muy grueso, en bancos decimétricos, casi métricos, ocre a pardas, masivas o con algunas láminas, muy finas, de lutitas, a techo de algún nivel. En un caso se ha observado laminación cruzada planar.

12. 0.7 m. Alternancia de niveles centimétricos de lutitas gris oscuras, con láminas paralelas claras; con niveles, también centimétricos, de grauvacas de grano fino, ricas en carbonatos, que forman niveles tabulares, con bases y techos planos, o lenticulares, son masivas.

13. 2.1 m. Alternancia centi a decimétrica de lutitas y localmente limolitas gris oscuras masivas o con laminaciones paralelas; con grauvacas grises con moteado rojizo, que denota la presencia de carbonatos en niveles lenticulares o tabulares, con bases y techos planos, masivos o con laminaciones paralelas.

14. 0.7 m. Alternancias centimétricas de lutitas oscuras, masivas o con laminación paralela y grauvacas de grano fino, gris oscuras con moteado rojizo de carbonatos en niveles tabulares o lenticulares, localmente abundados.

15. 4.05 m. Grauvacas de grano fino, localmente medio, verdes a ocre, masivas o con laminaciones paralelas, en niveles centi a decimétricos con bases y techos planos. A muro presenta alguna intercalación de lutitas oscuras.

16. 1.3 m. Grauvacas microconglomeráticas, muy recrystalizadas, claras, en bancos deci a centimétricos, mas finos hacia techo, masivos o con laminación paralela, que a veces está algo ondulada. Los clastos presentan un tamaño máximo de 4 mm. con tamaños medios variables dependiendo de las capas, estos son fundamentalmente cuarcíticos.

17. 2.55 m. Alternancias de grauvacas ocre de grano fino, en niveles tabulados, masivos, con lutitas y limolitas gris oscuras a pardas, masivas o con laminación paralela. En general es un tramo que aflora mal.

Techo: Cubierto.

Columna Rio Guadalupejo (fig. 5, n° 45; fig. 69)

HOJA 707, Logrosán.
Base: 5°21'02"W 39°26'40"N
Techo: 5°21'24"W 39°26'42"N

Se ha levantado en la pista que sale del Km. 2 de la carretera de Guadalupe a Alia, en la antigua fábrica abandonada y que corre paralela al rio Guadalupejo por su margen izquierda, 2.5 Km. al SW de Guadalupe, fig. 68.

Base: Cubierta. Los niveles infrayacentes están formados por alternancias decimétricas, localmente métricas de grauvacas grises y pardas de grano fino a grueso, masivos, con base plana que puede presentar flutes y techo plano, ocasionalmente contienen clastos lutíticos (cantos blandos) y áreas con cemento carbonatado; con lutitas grises a gris oscuras masivas. Localmente se aprecian alternancias milimétricas grauvacas-lutitas con laminación paralela y ripples.

1. 4.2 m. Semicubierto. Lutitas grises masivas, con esquistosidad muy penetrativa, aparecen también algunos bancos grauváquicos pardo grisáceos, masivos, con bases y techos planos.

2. 12.95 m. Grauvacas de grano fino a medio gris claras o pardas, masivas con bases y techos planos, en bancos decimétricos. Hacia la base presentan una alternancia centimétrica de grauvacas grises de grano fino y lutitas gris oscuras, ambas masivas y con bases y techos planos.

3. 2.15 m. Cubierto, en su base afloran bancos decimétricos de grauvacas grises masivas, cuyos límites no se aprecian bien.

4. 4.6 m. Alternancias mili a centimétricas de grauvacas de grano fino gris claras y lutitas gris oscuras, dominando la laminación paralela. Hacia muro afloran lutitas con laminación paralela mas tenue y dispersa.

5. 7.6 m. Cubierto. Hacia la base afloran lutitas grises con láminas grauváquicas milimétricas. Hacia la mitad aflora un banco decimétrico de grauvacas de grano grueso masivas cuya base y techo no es visible.

6. 19.45 m. Alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas de grano fino y niveles de calcoesquistos, que localmente pueden ser exclusivamente de dolomas arenosas. La laminación es fundamentalmente paralela, aunque localmente pueden ser cruzadas planares de bajo ángulo. Hacia techo la laminación es mas difusa y contienen menos carbonatos. Aparecen en bancos deci a centimétricos con bases y techos planos.

7. 0.65 m. Microconglomerados cuarcíticos (tamaño máximo 4 mm), con base plana erosiva y techo plano. Son masivos. Contiene también algunas pasadas que se pueden considerar láminas de clastos de cuarzo y cuarcita con aspecto de "lag"; con alternancias milimétricas lutita-grauvaca de grano fino, algún nivel grauváquico presenta cemento dolomítico.

8. 1.35 m. Conglomerados cuarcíticos pardos, de grano fino (tamaño máximo 10 mm.), compuesto por clastos de cuarzo, cuarcita y lidita. Presentan base plana, erosiva con granoclasificación positiva muy localmente tienen cemento carbonatado, pasan a grauvacas gris verdosas masivas o con tenues laminaciones cruzadas planares de alto ángulo. La morfología general del tramo no se observa debido a las malas condiciones de afloramiento.

9. 4.2 m. Grauvacas de grano medio a grueso y conglomerados y microconglomerados cuarcíticos verdes a pardo-grisáceos. No se distinguen capas y por lo tanto no se ven morfologías de cuerpos sedimentarios. Son habitualmente masivos, solo localmente parecen presentar tendencias coarsening upward (granocreciente). Justo techo el tamaño de grano es algo mas fino y contienen intercalaciones milimétricas de lutitas oscuras masivas con bases y techos planos.

10. 3.1 m. Grauvacas gris-verdosas, de grano medio a fino, masivas, con algunas láminas de lutitas gris oscuras. Hacia techo pasan insensiblemente a alternancias de grauvacas y lutitas con aspecto bandeado al aumentar de número y espesor las láminas lutíticas. Siendo una alternancia centi a milimétrica de grauvacas verdes y grises de grano medio a grueso.

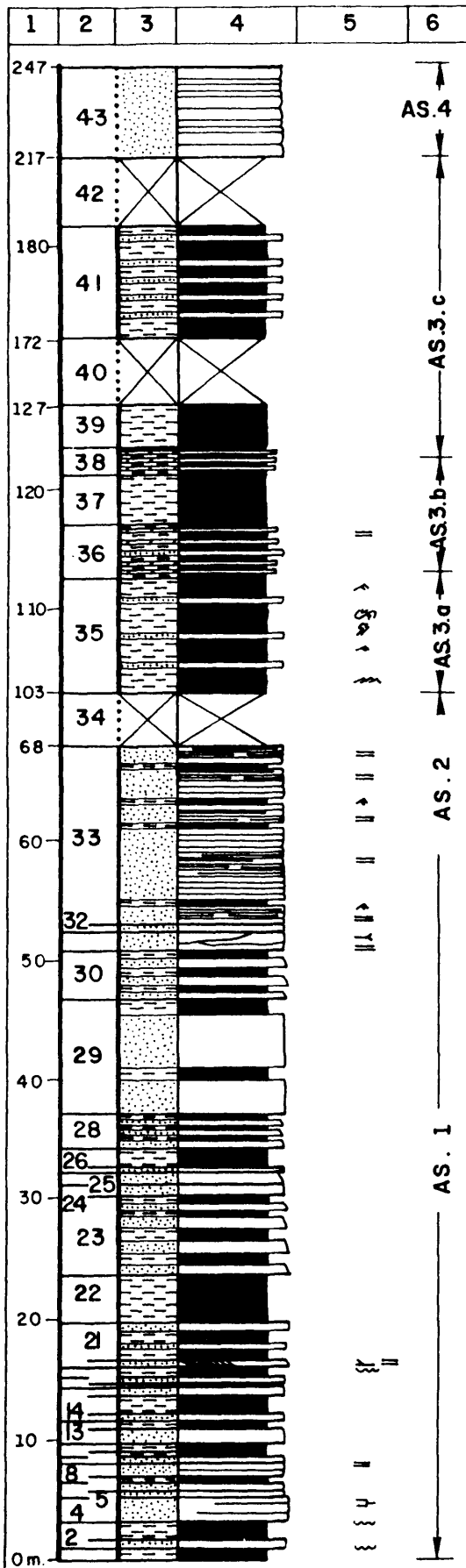


FIG. 65: COLUMNA ESTRECHO LA PEÑA

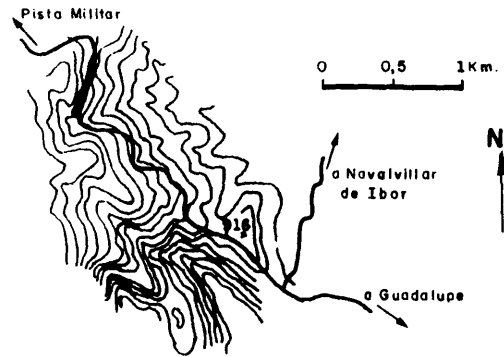


FIG. 66 COLUMNA PISTA MILITAR

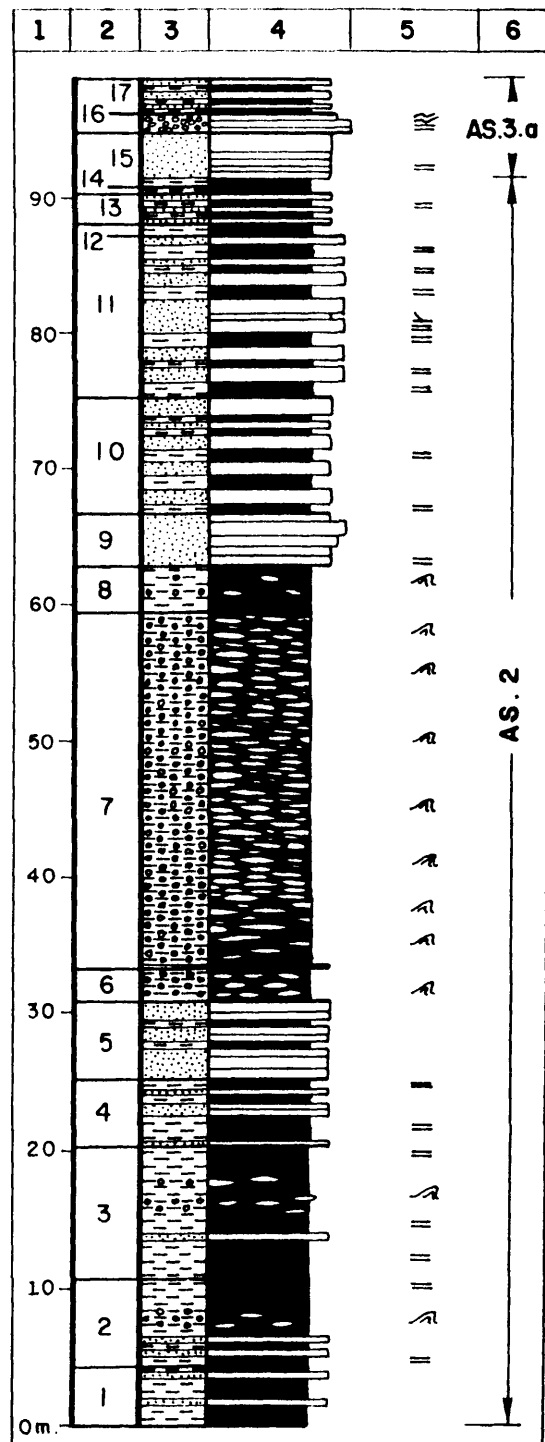


FIG. 67: COLUMNA PISTA MILITAR

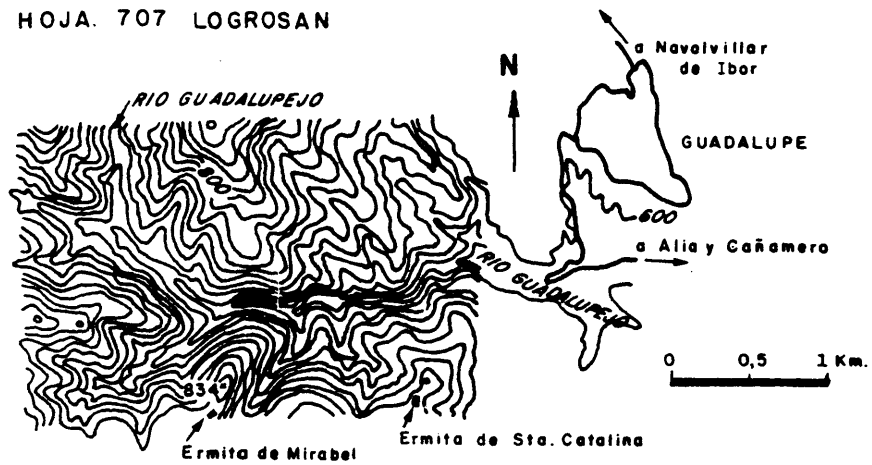


FIG. 68 : COLUMNA RIO GUADALUPEJO

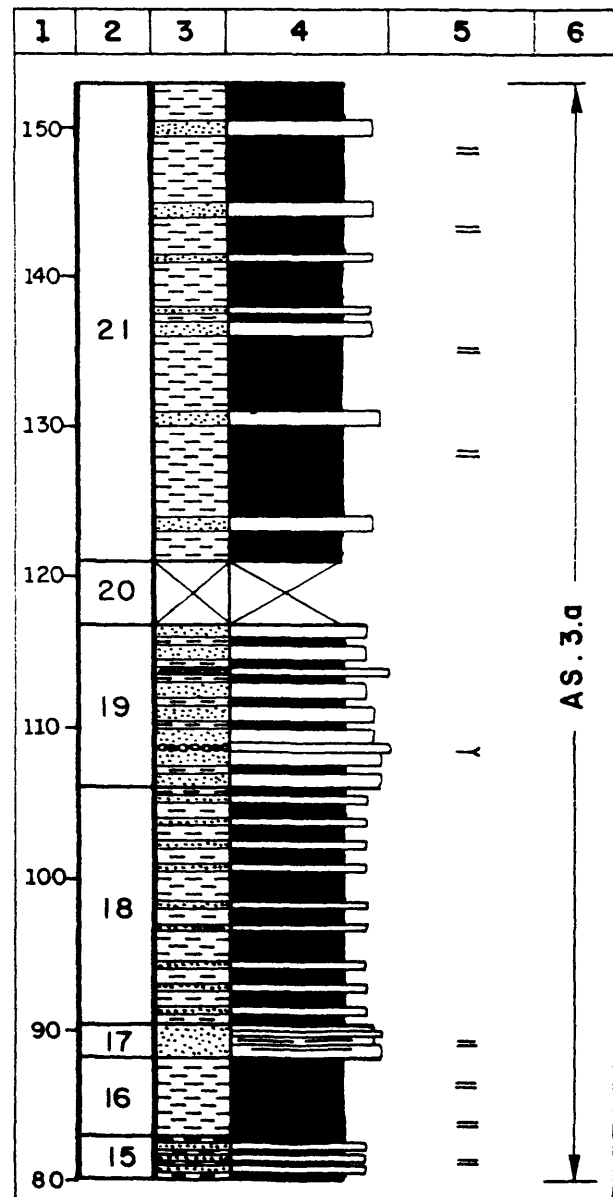
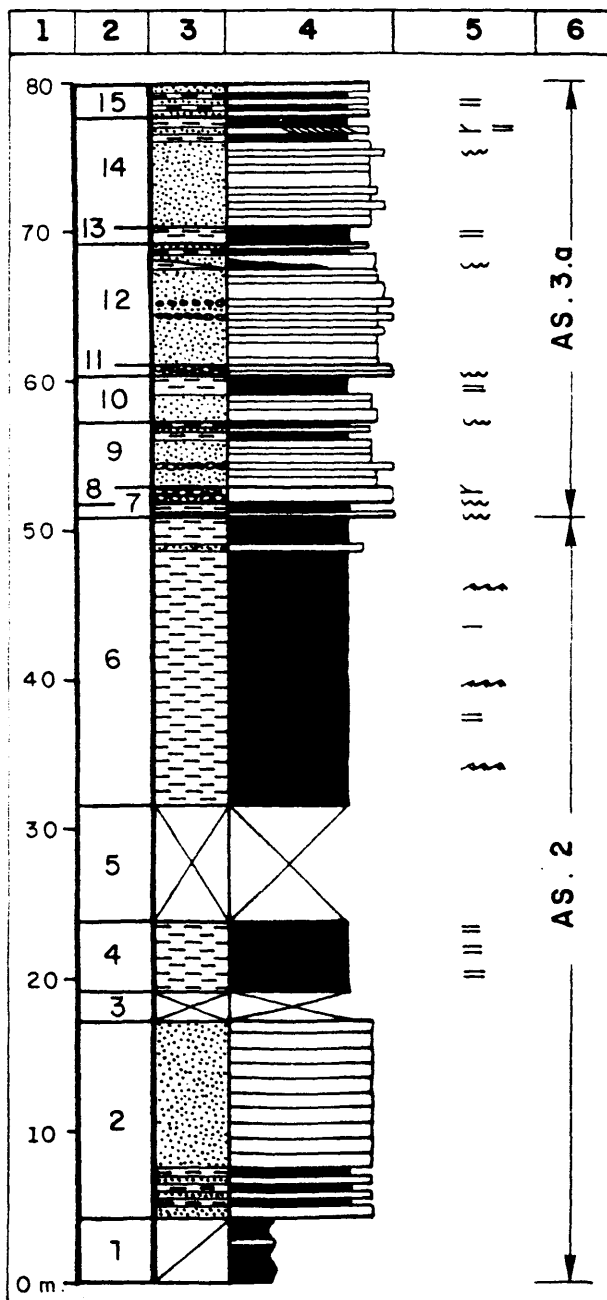


FIGURA 69 : COLUMNA RIO GUADALUPEJO

so y lutitas gris oscuras, los límites son plano-paralelos con alguna base erosiva en los niveles grauváquicos, los cuales parecen contener en ocasiones cemento carbonatado.

11. 0.75 m. Alternancias centí a milimétricas de microconglomerados cuarcíticos (tamaño máximo 5 mm.) con grauvacas de grano grueso a medio de tonos pardos a verdes y grises y lutitas gris oscuras. Son todos masivos, alguna base de los niveles conglomeráticos son algo erosivas, aunque en general son planas.
12. 8.2 m. Grauvacas verdosas de grano fino a medio, localmente grueso en bancos que pueden alcanzar hasta 1 metro de potencia, con bases y techos planos, aspecto masivo. Hacia la mitad contiene delgadas intercalaciones centimétricas de microconglomerados cuarcíticos (tamaño máximo 5 mm.) en alternancias milimétricas con grauvacas y lutitas o hacia la mitad de niveles grauváquicos. Hacia techo dominan materiales con granulometrias mas finas (tendencia fining) con algunas intercalaciones de lutitas gris oscuras masivas, centimétricas, que se acumulan lateralmente por erosión de los niveles grauváquicos suprayacentes. Localmente a techo de algunos tramos existe laminación paralela por alternancias milimétricas grauvaca-lutita.
13. 1.2 m. Lutitas gris oscuras masivas o con tenues laminaciones paralelas.
14. 7.2 m. Grauvacas de grano fino a medio verde grisáceas, localmente grueso, en algun caso con posible cemento carbonatado, pardo-verdosas, con bases planas a poco erosivas, masivas. a techo las grauvacas presentan intercalaciones milimétricas de lutitas oscuras. Hacia techo del tramo se intercalan lutitas gris oscuras, masivas, alternando con pocas laminadas compuestas por alternancias grauvaca-lutita, con laminación paralela y laminación cruzada planar de bajo ángulo.
15. 5.85 m. Alternancias de niveles centimétricos, raramente decimétricos, de grauvacas verdes y grises de grano fino a medio, normalmente con láminas lutíticas milimétricas, rara vez masivas; con niveles centimétricos de lutitas masivas. Esporadicamente aparece alguna capa decimétrica de grauvacas de grano grueso con base y techo plano, masiva.

16. 5.1 m. Alternancias milimétricas de grauvacas y lutitas formando láminas paralelas. Esporadicamente pueden existir láminas lutíticas de tamaño centimétrico.
17. 2.15 m. Grauvacas de grano medio a grueso ocreas a grises, en bancos centí a decimétricos, masivas o con tenue laminación paralela a techo de las capas, presentan bases y techos planos. Entre los bancos grauváquicos aparecen pasadas mili a centimétricas de lutitas oscuras masivas.
18. 15.8 m. Alternancias milimétricas grauvaca-lutita; que presentan abundantes intercalaciones de grauvacas ocreas a grises de grano medio a muy fino y lutitas gris oscuras, ambas masivas.
19. 10.8 m. Alternancias centimétricas de grauvacas de grano grueso localmente microconglomerados cuarcíticos (tamaño máximo 4 mm.), grises a pardos, que localmente pueden presentar morfologías lenticulares, masivos y lutitas gris oscuras masivas. Existen intercalaciones decimétricas de grauvacas grises a verdes de grano grueso a medio, con bases y techos planos, masivas, que presentan una tendencia a ser de grano mas fino hacia la parte alta del tramo, a la vez que pueden presentar láminas centimétricas de lutitas gris oscuras masivas.
20. 4.2 m. Cubierto. Afloran algunos bancos decimétricos dispersos de grauvacas gris verdosas de grano fino a grueso, masivos con bases y techos aparentemente planos.
21. 32 m. Lutitas gris oscuras en capas centimétricas con laminaciones paralelas milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino gris claras. Aparecen con frecuencia niveles también centimétricos de lutitas masivas y raramente algun banco decimétrico de grauvacas grises de grano medio, localmente grueso, masivos, con base y techo plano.

Techo: Cubierto, potencia indeterminada. Por encima continúan las alternancias mili a centimétricas de lutitas oscuras y grauvacas gris claras de grano fino a grueso, las cuales pueden presentar ripples.



4. UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

4.1. Introducción

Dentro de los materiales que afloran en los anticlinales de Ibor y de Navezuelas-Robledollano, hemos distinguido cinco unidades de carácter informal, con posible rango de formación. Para evitar confusiones hemos preferido no darles ningún tipo de denominación que implique localidad geográfica o litología, en su lugar se han usado las siglas "AS", abreviatura de Alcudiense superior, y una serie de numerales arábigos que indican su posición de muro a techo, así pues tenemos desde AS.1, cuya base no aparece en el área estudiada, hasta AS.5, que sólo aflora localmente y cuyo techo está siempre erosionado.

Estas unidades las hemos incluido en dos grupos, también con carácter informal, los cuales se diferencian por sus características sedimentológicas regionales. Para ellos hemos usado las siglas "AS", seguidas, en este caso, del numeral romano, de este modo tenemos el grupo AS.I, con características fundamentalmente turbidíticas compuesto por las unidades AS.1 y AS.2, y el grupo AS.II, con características de plataforma, que lo componen las unidades AS.3 y AS.4.

La unidad AS.5 debido a sus escasos afloramientos y a que presenta unas características especiales, de momento, no podemos situarla en este último grupo. Estudios más detallados en otras áreas próximas podrán permitir su ubicación exacta.

4.2. Descripción de las unidades

4.2.1. Grupo AS.I

Es una unidad litoestratigráfica informal con carácter de grupo, en ella hemos distinguido dos unidades, también informales, que podrían tener rango de formación AS.1 y AS.2, dentro de esta última unidad hemos diferenciado localmente dos miembros.

En la cartografía hemos representado ambas unidades por separado, localmente donde no afloran en la base de AS.2 los niveles conglomeráticos, su separación es difícil por lo que sus contactos son supuestos, situándose éstos donde dejan de ser dominantes los niveles grauváquicos, aumentando la potencia de los tramos lutíticos. Dentro de AS.2 hemos diferenciado los niveles conglomeráticos que aparecen en su base, designándolos como AS.2.a.

La formación inferior AS.1, está compuesta esencialmente por alternancias de grauvacas y lutitas, con claro dominio de las primeras.

La formación AS.2, la componen dos miembros, uno inferior AS.2.a, de conglomerados y paraconglomerados, que no existe en algunas zonas del área estudiada, y un miembro superior AS.2.b, lutítico, con intercalaciones locales de grauvacas, paraconglomerados con matriz lutítica y niveles eslumizados.

4.2.1.a Unidad AS.1

Es una unidad litoestratigráfica informal con rango, en principio, de formación. Su base no aflora en el área estudiada, por lo que un estudio más detallado en otras zonas podría permitir diferenciar en ella uno o más miembros, tampoco se puede descartar que con este estudio se le puede atribuir el carácter de grupo.

Sinonimias: otros autores han comparado materiales equivalentes a esta unidad a las capas de Valcasa LOTZE (1.961), sin embargo aunque esta correlación puede ser correcta, pensamos que se necesitan estudios más detallados para precisar la relación entre ambas unidades.

Es claramente equivalente a otras unidades descritas por diferentes autores en esta misma -- área, como con la "Formación intermedia con horizontes guijarrosos" HUFNAGEL (1.969), citado por CUVELIER et al. (1.982).

Presenta las mismas características lito y petrológicas que la "Formación Aldeacentenera" -- TEJERO (1.976), empleando además el mismo criterio para precisar su límite superior, aparición de niveles conglomeráticos. Es también equivalente a parte de la "Unidad Ca", alternancias de areniscas y pizarras TEJERO (op. cit.), debido a la disarmonía estratigráfica entre los anticlinales en su zona de -- estudio.

En cuanto a facies, es más similar al Alcudiense inferior HERRANZ et al. (1.977), VILAS et al. (1.981), SAN JOSE (1.983), que a los niveles basales del Alcudiense superior de estos mismos autores, sin embargo no contiene los característicos horizontes de ftnitas, del techo del Alcudiense inferior, ni en su techo se localiza ningún tipo de discontinuidad, clara y neta, que la separe del Alcudiense superior como se manifiesta en el valle de Alcudia CRESPO y REY (1.971), o en el río Esteras -- BOUYX (1.970). Por lo que o bien esa discontinuidad, con importante disarmonía tectónica (una discordancia angular, presentando el Alcudiense inferior una fase más de plegamiento que el superior, según observaciones personales), no existe en esta zona, con tránsito Alcudiense inferior-superior concordante, lo cual no creemos posible, o bien si la discontinuidad existe habría que situarla bajo estos materiales, por lo que quedarían englobados en el Alcudiense superior, con facies locales distintas a las -- tradicionalmente reconocidas HERRANZ et al. (1.977), SAN JOSE (1.983).

Sería equivalente, al menos en parte, a la "Unidad A" VILAS et al. (1.979), quienes al tampoco encontrar discontinuidad en su techo, plantean en sus correlaciones la doble posibilidad de que sea el techo del Alcudiense inferior o la base del Alcudiense superior.

Corresponde a la descripción de la "Serie del Ibor inferior" CUVELIER et al. (1.982), exceptuando el nivel conglomerático que presentan a techo, el cual lo incluimos en la base de la unidad suprayacente.

Finalmente, es posible que sea equivalente en su totalidad al "Guadalupe complex" LINAN et al. (1.984), aunque la cita de niveles conglomeráticos en esta unidad nos hace pensar en una relación parcial, siendo al menos equivalente a su parte inferior.

Litología: Esta unidad está compuesta por alternancias de grauvacas y lutitas. Las grauvacas son de colores gris claro a gris oscuro, en ocasiones verdosas, alteradas a tonos verdes y ocre, de -- grano fino a grueso pudiendo llegar a ser localmente, la base de algunos niveles más potentes, de tamaño microconglomerático.

Petrográficamente, varían desde grauvacas a litarenitas, siendo en algunos casos sublitarenitas. Están compuestas principalmente por cuarzo, fragmentos de rocas, predominantemente cuarcita, chert y algunos de esquistos micaceos, feldespatos, siendo más abundantes las plagioclasas que el feldespato -- potásico, junto con algunas biotitas detríticas, a veces muy alteradas. Numerosas capas presentan abundantes clastos carbonatados, actualmente dolomitizados, en ocasiones aparecen cantos lutíticos de ori-

gen sinsedimentario (cantos blandos), normalmente de gran tamaño. Como accesorios aparecen minerales opacos ferruginosos, que pueden presentar hábito cúbico. La matriz es fundamentalmente micacea, a veces cuarzomicacea, microcristalina, compuesta por cloritas, sericitas y cuarzo.

Las lutitas son de colores gris verdoso a gris oscuro y negruzcas, en alteración presentan diversos tonos, ocres a rojizo-amarillentos. Sus componentes principales son micas, cloritas y sericitas, junto a moscovitas y biotitas en cantidades variables. Otros componentes son cuarzo microcristalino, que puede ser muy abundante, y plagioclasas. Como accesorios aparecen minerales ferruginosos, con local hábito cúbico, y en ocasiones posible materia carbonosa.

Extensión: a falta de estudios más detallados que permitan su separación clara con AS.2, sus afloramientos se sitúan en el núcleo de los anticlinales, tanto de Ibor como de Navezuelas-Robledollano. Sus mejores puntos de observación son la carretera Castañar de Ibor-Robledollano, carretera Guadalupe-Alia-Estrecho la Peña, trinchera del ferrocarril abandonado al sur y sureste de Guadalupe, etc.

Espesor: dado que la base de esta unidad no aflora en el área estudiada y que no se ha realizado un estudio exhaustivo de ella que permitiera controlar sus espesores, consideraremos su potencia como mínima aproximada.

En la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano afloran, en el núcleo del anticlinal de Ibor, 175 a 200 m. de esta unidad. Puesto que hacia el sureste se abre el anticlinal, su potencia es superior. Por otro lado, la existencia de pliegues a escala hecto y decamétrica (controlados sólo los primeros), y la posible existencia de fracturas paralelas o subparalelas a las estructuras (como se manifiesta en algunos puntos), que evidentemente repetirían parte de la secuencia, nos hace pensar en una potencia mínima aproximada para esta unidad en el anticlinal de Ibor, que oscile entre 700 y 800 m.

En esta misma área CUVÉLIER et al. (1.982), calculan algo menos de 500 m. para su "Serie del Ibor inferior", aunque no especifican si lo consideran su potencia mínima. TEJERO (1.976), indica para su "Formación Aldeacentenera", equivalente de AS.1, una potencia de varios miles de metros de espesor, espesor que consideramos exagerado en función de la tectónica existente (ver apartado 6.2.), sin embargo es en esa región, o más al sur, donde podría parecer completa esta unidad y donde se podría calcular su espesor.

Relaciones infra y suprayacentes: como ya hemos dicho, el muro de esta unidad no aflora en el área de estudio, por lo que en esta zona se desconocen sus relaciones de yacencia. Asimilando esta unidad a la base del Alcudiense superior, cabe pensar que su base debe corresponder a una discordancia con salto estructural, con el Alcudiense inferior, como se pone de manifiesto en el valle de Alcudia - CRESPO y REY (1.971), aunque las facies basales del Alcudiense superior sean distintas a las de AS.1. Recientemente, PIEREN (1.985), al sur de Herrera del Duque, cita sobre la discordancia entre Alcudiense inferior y superior una unidad con conglomerados y paraconglomerados sobre la que se apoya en la parte norte de su área de estudio una unidad con características turbidíticas, claramente equiparable a la unidad AS.1.

Su límite superior es siempre concordante, tanto con las facies finas, como con los niveles conglomeráticos de la base de AS.2, como se pone de manifiesto en el río Ibor, en Navalvillar de Ibor; río Guadalupejo y flanco norte del anticlinal de Ibor en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano. Localmente, existen disarmonías con la unidad superior, cosa que sólo sucede con los conglomerados de base de AS.2 en la carretera a Carrascalejo (Hospital del Obispo), y en el flanco sur del anticlinal de Ibor en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano. En el primer caso, el contacto está fuertemente mecanizado y creemos que este es el origen de la disarmonía. En el segundo caso, el contacto no está mecanizado y al repetirse por fractura se sigue observando la disarmonía, ésta la explicamos como debida al mecanismo sedimentario de emplazamiento de los niveles conglomeráticos, mediante niveles canalizados con bases fuertemente erosivas, por lo que podríamos estar observando el borde de un canal,

la poca extensión de este afloramiento no permite mayores precisiones, sin embargo, análisis estructurales por debajo y por encima de este nivel no indican diferencias que puedan hacernos pensar en una discordancia bajo los niveles conglomeráticos.

Edad: estos materiales se han supuesto de edad precámbrica por correlaciones litoestratigráficas, principalmente con el anticlinal de Valdelacasa, basándose en datos de LOTZE (1.961), o por correlación con otros autores que correlacionan con éste, así TEJERO (1.976) y CUVELIER et al. (1.982), suponen de edad precámbrica la "Formación Aldeacentenera" y la "Serie del Ibor inferior", respectivamente.

También, por correlación con el anticlinal de Navalpino HERRANZ et al. (1.977), suponen una edad precámbrica para los materiales del anticlinal de Ibor, puesto que en aquél aparece una sucesión estratigráfica, comparable al menos en parte a la que se describe aquí SAN JOSE (1.980; 1.983), la cual se situaría discordante bajo materiales que se asimilan al primer ciclo Fanerozoico, cuya edad sería Vendienne alto-Cámbrico inferior BRASIER et al. (1.979), SAN JOSE (1.983).

Recientemente, LIÑAN et al. (1.984), citan acritarcos, concretamente *Bavlinella faveolata*, en la parte alta de la unidad que denominan "Guadalupe complex", equivalente posiblemente a AS.1 y otras unidades suprayacentes, su edad sería Rifeense alto-Vendienne superior, aunque en función de la asociación de *Bavlinella* con otras formas asignan a materiales suprayacentes, una edad Vendienne inferior al to-Vendienne medio.

4.2.1.b Unidad AS.2

Es una unidad litoestratigráfica informal, con rango de formación en la que se pueden distinguir localmente dos miembros, uno basal de carácter conglomerático, AS.2.a, que desaparece lateralmente y otro miembro de carácter lutítico, AS.2.b, con intercalaciones de grauvacas, paraconglomerados y niveles slumpizados.

Sinonimias: materiales equivalentes a esta unidad se han correlacionado por otros autores con las capas de transición LOTZE (1.961), aunque al igual que en el caso de AS.1 pensamos que se necesitan más estudios para establecer esta correlación con exactitud.

Dentro del área estudiada, es equivalente a las "pizarras con areniscas subordinadas" HUFNAGEL (1.969), citado por CUVELIER et al. (1.982); también a la "Formación Retamosa-Cabañas del Castillo" TEJERO (1.976), con sus mismas facies y características petrológicas, así como a parte de la "unidad -Ca" TEJERO (op. cit.), como se puede observar con estudios más regionales.

Por otro lado, equivale a la parte alta de la "Unidad A" VILAS et al. (1.979). Correspondiendo casi exactamente a la descripción de la "Serie del Ibor superior" CUVELIER et al. (1.982).

Finalmente, pensamos que se puede equiparar a la parte más alta del "Guadalupe complex" LIÑAN et al. (1.984) sin poder determinar más.

Litología: puesto que las características litológicas son similares entre los materiales de ambos miembros, vamos a describir juntas las tres litologías que componen la unidad, conglomerados, -- grauvacas y lutitas.

Los conglomerados son conglomerados a microconglomerados cuarcíticos, desde granosoportados a no granosoportados (paraconglomerados) en cuyo caso presentan matriz lutítica. Los clastos que los componen son cuarcíticos, normalmente de cuarcita y cuarzo, con algunos de lidita y chert, con frecuencia presentan otros tipos de fragmentos de rocas, como grauvacas, en algún caso grauvacas microconglomeráticas, y de rocas volcánicas, normalmente existe una litología dominante en los clastos y si estos son cuarcíticos no aparecen clastos grauvácicos y viceversa. Por zonas suelen presentar clastos de lutitas oscuras a negras, como cantos blandos, que pueden llegar a ser abundantes. Los clastos presentan formas subredondeadas a redondeadas, pudiendo estar estirados tectónicamente y mostrar sombras de pre-

sión, rodeándolos la esquistosidad, lo cual les da un aspecto más redondeado. Su tamaño máximo varía entre 2 y 6 cm. en los conglomerados y entre 0.8 y 1 cm. en los microconglomerados, con tamaños medios variables.

La matriz puede ser, o bien grauváquica, o bien lutítica. En el primer caso, las grauvas son de grano fino a grueso, grises o verdes, compuestas por cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, presentando frecuentes plagioclasas, como accesorios turmalina y como secundarios piritas, la fracción lutítica está formada por clorita, sericita y moscovita, con raras biotitas. Si la matriz es lutítica, es de tonos grises a verde oscuro y está compuesta principalmente por cloritas y sericitas, localmente puede contener abundante cuarzo de tamaño limo.

Las grauvas, que petrográficamente varían desde grauvas a litarenitas y sublitarenitas, pueden ser de grano fino a grueso, de colores grises, negruzcos y verdes a verde oscuras, presentando normalmente aspecto masivo.

Las componen principalmente cuarzo, cuarcita y plagioclasa, como accesorios aparecen chert, feldespato potásico y algunas biotitas detríticas y minerales pesados (turmalina y algunos circones) y como secundarios minerales ferruginosos idiomorfos (pirita). Ocasionalmente pueden presentar clastos carbonatados, su actual dolomitización impide precisar si todo el carbonato es diagenético o sólo lo es en parte, su aparición dispersa nos hace pensar en clastos carbonatados posteriormente dolomitizados, estos carbonatos en algunas capas están totalmente disueltos, lo que las da unos tonos marrones y aspecto noduloso, siendo más blandas que los niveles grauváquicos que las rodean, en aquellas capas, al microscopio, se observa un porcentaje muy alto en óxidos de hierro.

Su matriz suele ser cuarcítica a cuarzo-micácea, compuesta por cuarzo monocristalino tamaño limo y por minerales micáceos, cloritas, sericitas y algunas moscovitas. En raras ocasiones la matriz es exclusivamente micácea. Como alteraciones diagenéticas presenta cemento silíceo y la dolomitización de los clastos carbonatados.

Las lutitas, materiales dominantes en esta unidad, están formadas fundamentalmente por minerales micáceos, cloritas, sericitas y moscovitas, esporádicamente contienen cuarzo monocristalino cuyo tamaño varía entre limo y arena de grano fino, que puede ser muy abundante, como secundarios presentan minerales ferruginosos que pueden ser idiomorfos (piritas), o no, y estar muy alterados. En ocasiones aparecen clastos de mayor tamaño dispersos o bien acumulados en lentículas, o en láminas milimétricas, que son normalmente de cuarzo y más raramente de fragmentos de rocas (cuarcita y chert) y de plagioclasa, localmente incluyen, como las grauvas, clastos carbonatados. Sus colores son variables grises, verdes y negruzcos, alterados a diversos tonos, blanquecinos, amarillentos, rojizos, etc. Son materiales frecuentemente laminados, con láminas de distintos colores estando marcada ésta por la acumulación de clastos o de minerales ferruginosos, o bien por diferencias composicionales.

Extensión: al situarse sobre la unidad AS.1, ocupa por zonas parte de los núcleos de los anticlinales, por ejemplo en el de Miravete y en el de Navezuelas-Robledollano. Sus mejores puntos de observación son la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, en ambos flancos del anticlinal de Ibor (miembros AS.2.a y AS.2.b, conglomerados, lutitas y slumps), carretera nacional V en la subida al puerto de Miravete (miembros AS.2.b, lutitas y paraconglomerados), pista Higuera-Campillo de Deleitosa — (miembro AS.2.b, lutitas y paraconglomerados), oeste y noroeste de Navezuelas (miembros AS.2.a y AS.2.b, conglomerados y lutitas), etc.

Espesor: el difícil control de su muro en aquellas zonas donde no aparece claramente el — miembro AS.2.a, hace que su potencia sea difícil de calcular. Esta varía entre 130-180 m. en el anticlinal de Navezuelas-Robledollano, 260 m. en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, con un máximo de, aproximadamente, 400-450 m. en Miravete, aunque estas potencias pueden estar sobreestimadas, al no existir el miembro AS.2.a y sobre todo en este último punto donde, además, pueden existir una se

rie de repliegues y repetir parte de la sucesión. Así pues, podemos estimar una potencia media máxima esta unidad, entre 250-300 m.

TEJERO (1.976), para su "Formación Retamosa-Cabañas del Castillo", calcula un espesor de unos 1.000 m., al SW. del área estudiada, en las proximidades de dichos pueblos, espesor, que a falta de estudios más detallados en esa región, parece algo excesivo. Más acorde con nuestras propias observaciones son los datos de CUVELIER et al. (1.982), que asignan a su "Serie del Ibor superior" una potencia entre 200-250 m. en la región de Castañar de Ibor y la carretera a Carrascalejo (Hospital del Obispo).

Relaciones infra y suprayacentes: como ya se dijo al hablar del contacto superior de AS.1, - pensamos que su límite inferior es concordante con esa unidad y que las posibles disarmonías entre ambas se deben, o bien a contactos mecanizados, originados por el distinto comportamiento estructural entre los niveles lutíticos y grauváquicos de la unidad infrayacente, y los conglomerados de la base de AS.2, o bien a erosión en los bordes de canales y cañones turbidíticos que se encajan en los materiales infrayacentes.

El contacto con la unidad AS.3 es concordante, neto donde aparecen niveles conglomeráticos - en la base de éste, mientras que es transicional, con límite difícil de situar, donde no existen esos niveles conglomeráticos, como en la porción noroccidental de los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano.

Edad: siguiendo el esquema de LOTZE (1.961), GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971) citan en el anticlinal de Ibor las "capas conglomeráticas de transición" asignándolas una edad cámbrica. TEJERO (1.976), sigue también este mismo esquema comparando las capas de transición con la "Formación Retamosa-Cabañas del Castillo" aunque le asigna una edad precámbrica.

HERRANZ et al. (1.977), VILAS et al. (1.979) y VILAS et al. (1.981), al asignar una edad precámbrica a las calizas de Valdecañas, consideran también de esta edad los materiales infrayacentes a ellas, por correlación litoestratigráfica con el anticlinal de Navalpino. También MORENO (1.977 a y b), con los mismos criterios de edad precámbrica de las calizas, considera de esta edad todos los niveles del anticlinal de Ibor.

CUVELIER et al. (1.982), no citan las capas de transición y comparan su "Serie del Ibor superior" con las capas del Valcasa, atribuyéndolas una edad precámbrica.

LIÑAN et al. (1.984), citan en la parte alta del "Guadalupe complex" *Bavlinella faveolata*, - asignándole una edad Rifeense alto-Vendiense superior, suponiendo en función de la asociación paleontológica que aparece en niveles suprayacentes, una edad Vendiense inferior alto-Vendiense medio para éste.

4.2.2. Grupo AS.II

Es una unidad litoestratigráfica informal con carácter de grupo, en ella se han distinguido dos unidades, también informales, con rango de formación AS.3 y AS.4. A su vez, en la primera unidad - AS.3 se han distinguido tres miembros.

No proponemos ningún tipo de nombre, ni litológico, ni geográfico, para ninguna de estas unidades en espera de trabajos actualmente en curso, en los que pretendemos definir las con la mayor validez regional posible. Coloquialmente la denominamos "unidad de plataforma" o "Alcudiense superior de - plataforma".

En la cartografía se han representado los tres miembros de AS.3, así como la unidad AS.4. Dentro del miembro basal AS.3.a también se han distinguido cuando existen, los niveles areniscosos, micro conglomeráticos o conglomeráticos que se sitúan generalmente en su base.

Dentro de la formación AS.3, el miembro inferior AS.3.a está compuesto principalmente por niveles grauváquicos (predominantemente litarenitas) y microconglomerados con intercalaciones lutíticas

más importantes y frecuentes a techo. El miembro intermedio AS.3.b es una unidad fundamentalmente dolomítica con intercalaciones de lutitas, grauvacas y microconglomerados. Finalmente, el miembro superior AS.3.c está compuesto esencialmente por lutitas con intercalaciones grauváquicas, con algunos niveles, dispersos, microconglomeráticos.

La formación AS.4 está formada por pizarras y grauvacas muy similares a las anteriores, conteniendo además intercalaciones lenticulares de grauvacas localmente microconglomeráticas y microconglomerados, de aspecto característico, fácilmente distinguible en campo por su morfología lenticular, que habitualmente da resalte.

La unidad AS.3 como ya hemos dicho, es una unidad litoestratigráfica informal con rango de formación, en ella se pueden separar, o no, tres miembros dependiendo de la aparición o ausencia del miembro dolomítico intermedio, donde éste no aparece es difícil precisar los límites entre el miembro inferior y el superior, debido a sus similitudes litológicas y a que ese límite se corresponde generalmente con una zona de granulometría más fina.

El miembro inferior es terrígeno, el intermedio es mixto, carbonatado-terrígeno y el superior es nuevamente terrígeno. No descartamos que en un futuro y con estudios regionales de mayor extensión, estos miembros adquieran el rango de formación. A continuación describiremos cada uno de estos miembros por separado.

4.2.2.a Unidad AS.3.a

Es una unidad de carácter totalmente terrígeno, está compuesta por niveles de grauvacas y pizarras, siendo éstas dominantes hacia techo, con intercalaciones de grauvacas microconglomeráticas y microconglomerados en su base.

Sinonimias: es equivalente, tanto a parte de la "unidad Cm", microconglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras, de TEJERO (1.976), en el flanco NE. del anticlinal de Navezuelas-Robledollano, - como a la "unidad Cp", pizarras con laminaciones, al menos en parte TEJERO (op. cit.), en el flanco SW. de dicho anticlinal

Debería corresponder con los "microconglomerados del cerro del cesto" MORENO (1.977 a y b), puesto que los situa bajo la unidad carbonatada que denomina "calizas de Valdecañas", sin embargo, pese a que AS.3.a también contiene microconglomerados parecidos a los del cerro del cesto, éstos están intercalados dentro de la unidad carbonatada, y no por debajo.

Podría ser equivalente a parte de las "pizarras del Guadiana" HERRANZ et al. (1.977), VILAS et al. (1.981), posiblemente a su parte superior, aunque no se descarta una equivalencia completa entre ambas. Así como con la parte superior de la "unidad A" VILAS et al. (1.979). Todas las cuales están situadas en los niveles basales del Alcudiense superior HERRANZ et al. (1.977), SAN JOSE (1.983).

Por último es comparable a la "Serie de Navalvillar inferior" CUEVELIER et al. (1.982), con quienes discrepamos fundamentalmente en la expresión cartográfica de la unidad y en algunas cuestiones litológicas menores. AS.3.a es también equivalente, en parte, a la "Bunte serie" CUEVELIER et al. (op. cit.), aunque esta unidad que es diferenciada por su coloración comprende varias de nuestras unidades. La coloración de los materiales es poligénica, afectando de forma similar a distintas unidades. Así como a la base de las "calcareous beds", pudiendo incluir la parte más alta del "Guadalupe complex" LINAN et al. (1.984), a partir de cuyo trabajo no se puede precisar más.

Litología: esta unidad está compuesta por microconglomerados, grauvacas, que localmente pueden ser microconglomeráticas y lutitas.

Los niveles microconglomeráticos y de grauvacas microconglomeráticas (petrográficamente litarrenitas a sublitarrenitas, con clastos de tamaño conglomerático dispersos), son siempre granosoportados, con matriz escasa, intersticial, fundamentalmente masivos y de tonos grises u ocres a marronáceos.

Los clastos son principalmente de cuarcita y cuarzo, siendo también a veces abundantes otros fragmentos de rocas cuarcíticas, chert y liditas. Como componentes accesorios aparecen escasos feldespatos (casi exclusivamente plagioclasa), algunos fragmentos de rocas esquistosas y grauvaquicas (las cuales incluyen feldespatos), minerales pesados (turmalina), y raras biotitas detríticas. Como secundarios existen minerales opacos ferruginosos que pueden presentar hábito cúbico (pirita), y moscovitas. Localmente, en la base de algunos niveles aparecen cantos blandos lutíticos de pequeña talla. Los clastos son subredondeados a subangulosos, dominando los primeros, sus tamaños máximos son variables entre 1 y 2 cm.

La matriz es escasa, del 0 al 10%, intersticial, fundamentalmente micácea, formada por clorita, sericita y raras moscovitas, que en ocasiones es cuarzo-micácea, con cuarzo monocristalino tamaño limo, desde escaso a muy abundante.

Las grauvacas varían petrográficamente desde grauvacas (frecuentemente cuarzovacas), a litarenitas y sublitarenitas, son de tonos oscuros grises y verdes, pero pueden alterarse y entonces presentar diversos tonos, rojizos, amarillentos, ocre, etc.

Los clastos varían de angulosos a redondeados, más normalmente subredondeados, el tamaño de grano oscila entre muy fino y grueso (hasta 1 mm.). La proporción clastos/matriz es muy variable, con un tránsito continuo entre el 30 y el 90% de clastos, pudiendo situarse la media entre 60-75%. En algún caso aislado pueden estar estirados, presentando colas de presión.

Sus componentes principales son cuarzo y cuarcita (en un caso se ha observado un clasto de cuarcita con venas de cuarzo que no penetran en la matriz), a veces son también abundantes otros fragmentos de rocas cuarcíticas criptocristalinas. Como componentes accesorios hay fragmentos de rocas esquistosas, con deformación tectónica presedimentaria, fragmentos de rocas ígneas (que pueden ser frecuentes), feldespatos (casi exclusivamente plagioclasa), biotitas detríticas que pueden estar muy alteradas, disgregándose en la matriz, y minerales pesados (normalmente turmalina y algún circón). Sus componentes secundarios son minerales opacos ferruginosos que a veces se presentan con hábito cúbico (pirita), y otras veces como películas recubriendo clastos; cloritas de neoformación, que se suelen disponer oblicuas a la esquistosidad; y algunas moscovitas también de neoformación.

La matriz es micácea o cuarzo-micácea, siendo sus componentes principales clorita, sericita y cuarzo monocristalino, cuyo tamaño varía desde limo a arena muy fina, aparecen también moscovitas y biotitas, éstas normalmente muy alteradas. Pueden presentar cemento dolomítico, que si se altera da a la roca un aspecto noduloso, y cemento ferruginoso.

Estos niveles son habitualmente masivos, presentando de forma local granoclasificación positiva, con cantos blandos en la base de algunas capas. Pueden presentar también, laminaciones paralelas y cruzadas tanto planares como de surco. Esta laminación se debe a alternancias de láminas más o menos ricas en matriz y en ocasiones en óxidos de hierro.

Las pizarras pueden presentar un tránsito granulométrico con las grauvacas, apareciendo con asiduidad alternancias milí a centimétricas de láminas más lutíticas, con láminas más grauvaquicas que dan a los materiales los típicos aspectos laminados o acintados dominantes en esta unidad.

Están compuestas por micas, clorita, sericita y escasas moscovitas y biotitas (muy degradadas). Es también común el cuarzo de tamaño limo o menor, que puede dar a la roca un aspecto cuarzo-micáceo. Es frecuente la existencia de minerales ferruginosos, a veces muy abundantes, de pequeño tamaño y formas irregulares, a grandes cristales con hábito cúbico que pueden presentar halos rojizos. A veces existen moscovitas y cloritas o cloritoides de crecimiento secundario, éstos últimos como grandes cristales idiomorfos que crecen oblicuos a la esquistosidad. Presentan a veces cemento ferruginoso y dolomítico, que si se altera da a la roca un aspecto noduloso. Existe una proporción variable de clastos, entre 0-30%, con una media entre el 5 y el 10%, son de cuarzo monocristalino, fragmentos de rocas cuar-

cíticas y de rocas volcánicas con tamaño arena de grano fino.

Estos niveles pizarrosos son habitualmente laminados, rara vez masivos, están formados por - alternancias milimétricas con mayor o menor proporción en clastos o en óxidos de hierro. Sus alteraciones diferenciales, en función de su composición, provoca la aparición de un amplio abanico de tonos, - desde muy oscuros (negros y verdes), que no están alterados, a rojos, morados, violetas, amarillos, etc., que les dan su aspecto laminado.

Extensión: aflora continuamente en el flanco NE. del anticlinal de Ibor. En el flanco SW. -- aflora con continuidad desde Campillo de Deleitosa hacia el NW., mientras que hacia el SE. sus afloramientos son discontinuos, en función de la erosión preordovícica. En el anticlinal de Navezuelas-Robledollano presenta afloramientos casi continuos desde la carretera de Robledollano a Deleitosa hacia el NW., mientras que desde esa carretera hacia el SE. sus afloramientos son discontinuos en ambos flancos. En el anticlinal de Miravete aflora en su único flanco, el NE.

Sus mejores puntos de observación son: la carretera nacional V, en los alrededores del arroyo Giraldo; carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, desde el río Ibor hacia Castañar; a lo largo de la carretera de Navezuelas a Cañamero, así como al oeste y suroeste de Navezuelas (niveles conglomeráticos); oeste de Guadalupe, siguiendo la pista paralela al río Guadalupejo y otras próximas. Uno de los mejores puntos se encuentra en las proximidades del puente de Almaraz, sobre el río Tajo, en el arroyo Arrogato, sobre el que se ha efectuado la columna del puente de Almaraz.

Espesor: es una unidad con espesores muy variables. En el flanco NE. del anticlinal de Ibor aparecen desde 25 m. en la zona de La Calera-Estrecho la Peña, a 100 m. en las proximidades de Valdecañas, con máximos que oscilan entre 180 y 220 m. en el área comprendida entre la carretera a Carrascalejo y Castañar de Ibor. En general se puede decir que los máximos espesores de esta unidad coinciden -- con los mínimos de la unidad carbonatada suprayacente, con excepción de la zona de La Calera-Estrecho la Peña.

En el flanco SW. del sinclinal de Romangordo (prolongación del sinclinal de Sta. Lucía), presentan de 100 a 125 m. de potencia, mientras que en el flanco NE. de dicho sinclinal aparecen 25-30 m. de esta unidad.

En este aspecto coincidimos con CUVELIER et al. (1.982), que dan una potencia de 150 a 200 m. a la "Serie de Navalvillar inferior", equivalente de AS.3.a. Creemos que los espesores que presenta -- TEJERO (1.976), 200 m. para la "unidad Cp" y 300 m. para la "unidad Cm" son ligeramente altos en función de la tectónica existente. El hecho de que la unidad no aflore completa en esa zona, nos impide - calcular su potencia exacta, como aproximación, en el anticlinal de Navezuelas-Robledollano pueden aflorar de 100 a 150 m. de esta unidad.

Relaciones infra y suprayacentes: la unidad infrayacente a AS.3.a es siempre AS.2, con la excepción de la columna del Estrecho la Peña, donde quizás su base se apoye sobre AS.1, estando el contacto tectonizado. El límite entre ambas es siempre concordante, pudiendo ser neto o gradual.

En la mitad suroriental del área estudiada, la base de AS.3.a la componen niveles de grauvacas de grano grueso, microconglomerados, con pasadas conglomeráticas, que la separan de AS.2, con excepción de la parte más suroriental del anticlinal de Ibor, zona de La Calera-Estrecho la Peña y SE. de - pico Agudo, donde no existen esos niveles y la base de AS.3.a es transicional con los niveles más altos de AS.2 (facies finas).

En la mitad noroccidental, el tránsito es siempre gradual, con existencia de esporádicos niveles canalizados conglomeráticos, hacia la base de AS.3.a. El límite lo situamos en las proximidades de los primeros niveles conglomeráticos si existen, o en las primeras facies atribuibles a medios de - plataforma.

Su límite superior es siempre concordante, normalmente con la unidad AS.3.b, aunque si ésta falta se apoya sobre ella la unidad AS.3.c también concordantemente en cuyo caso es difícil precisar - el límite entre ambas, pues se sitúa en un tramo, algo potente, de granulometría más fina.

Edad: siguiendo las ideas de LOTZE (1.961), los autores que estudiaron posteriormente materiales equiparables a esta unidad, los asignaron al Cámbrico GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971), "unidad Cp" TEJERO (1.976), sin embargo esta misma autora atribuye al Cámbrico superior-Tremadoc su "unidad Cm" que como hemos visto es correlacionable con AS.3.a (aunque la separa tanto de forma cartográfica, como descriptiva, de los materiales que denomina "capas rojas infracuarcita armoricana de la zona de Retamosa", a las que asigna esa misma edad).

MORENO (1.977 a y b), por correlaciones litoestratigráficas con el anticlinal de Valdelacasa, supone que todos los materiales del anticlinal de Ibor son de edad precámbrica, sin mayores precisiones.

HERRANZ et al. (1.977), VILAS et al. (1.981), correlacionan litoestratigráficamente el anticlinal de Ibor con el de Navalpino, asignando a las "pizarras del Guadiana" posibles equivalentes laterales de AS.3.a, una edad precámbrica al situarse discordantes bajo Cámbrico datado SAN JOSE (1.980, - 1.983), BRASIER et al. (1.979).

Recientemente CUVELIER et al. (1.982), siguiendo las ideas de LOTZE (1.961), asignan a la -- "Serie de Navalvillar" al Cámbrico y la "Serie de Navalvillar inferior" al Cámbrico inferior por la -- presencia de "restos de fósiles esqueléticos aún no determinados", sin mayores especificaciones, pudiendo ser los "restos de trilobites dudosos" que cita LOTZE a techo de las calizas en Castañar de Ibor.

Finalmente, LIÑAN et al. (1.984), citan en la unidad que denominan "Calcareous beds", que en su parte inferior debe ser equivalente a AS.3.a, *Bavlinella faveolata*, *Cochlichnus* sp., Vendotaénidos y fósiles tubulares (ejemplares de Vendotaenidos también hemos encontrado de forma abundante, en las facies lutíticas de esta unidad, en la carretera al Hospital del Obispo, y algún ejemplar mal conservado por otras zonas). Esta asociación indicaría una edad Rifeense alto-Vendiense superior, no aportando mayores precisiones, aunque en el cuadro de correlaciones (LIÑAN et al., op. cit., fig. 2), correlacionan la parte inferior de las "Calcareous beds" con la unidad "upper detrital beds" de la sección del río - Uso, en el anticlinal de Valdelacasa, a la cual asignan una edad Vendiense superior.

4.2.2.b Unidad AS.3.b

Es una unidad litoestratigráfica informal con rango de miembro, aunque en un futuro, con estudios más regionales podría adquirir rango de formación.

No se le asigna ningún nombre para no aumentar la nomenclatura de las unidades regionales. - Cartográficamente se diferencia la unidad donde aparecen carbonatos con las siglas AS.3.b, donde no aparecen, sus equivalentes laterales no se diferencian al no poder distinguirlos de las unidades terrígenas infra y suprayacentes (AS.3.a y AS.3.c).

Tiene un carácter mixto, terrígeno-carbonatado, siendo precisamente los materiales carbonatados los que dan carácter distintivo a esta unidad. Esta compuesta por dolomías, dolomías arenosas, areniscas dolomíticas, pizarras y de forma subordinada grauvacas y microconglomerados.

Sinonimias: esta unidad es equivalente a parte de las "dolomías y calizas" LOTZE (1.961), -- "calizas" GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971), "unidad calcárea", TEJERO (1.976) y "calizas de Valdecañas" MORENO (1.977 a y b).

HERRANZ et al. (1.977) y VILAS et al. (1.981), correlacionan las "calizas de Villarta" del anticlinal de Navalpino con las existentes en ambos flancos del anticlinal de Guadalupe (Ibor), y en el de Robledollano.

Por último es también equivalente a la parte inferior de la "unidad B" VILAS et al. (1.979); y a la "Serie de Navalvillar media" CUVELIER et al. (1.982). Las calizas intercaladas en la "Bunte se-

rie" CUVELIER et al. (op. cit.), son equivalente también a AS.3.b, su separación por estos autores se debe a la distinta coloración de la "serie" en la que están incluidas. Por características regionales, creemos que del anticlinal de Ibor existe sólo una unidad que contenga niveles carbonatados (AS.3.b), puesto que hacia el NW. todos los niveles tienden a unirse formando uno solo, replegado en sinclinales y anticlinales.

De una forma amplia sería también comparable con la parte media de las "calcareous beds" --- LIÑAN et al. (1.984).

Litología: los materiales carbonatados se pueden dividir en dos grupos, por un lado dolomías y por otro dolomías arenosas y areniscas dolomíticas.

Las dolomías son de colores grises, claras y oscuras, a pardas, con frecuencia azuladas y a veces amarillentas, pueden ser ankeríticas en cuyo caso son de tonos marrones o gris oscuras, casi negras, a veces son calcíticas con cristales idiomorfos de calcita que se habrían originado por dedolomitización.

Petrográficamente son doloesparitas a dolomicritas, excepcionalmente, en muy raras ocasiones, parecen observarse fantasmas de aloquímicos, que formas con morfología redondeadas podrían ser equivalentes a oolitos. Están compuestas por cristales idiomorfos a alotriomorfos de dolomita con grandes variaciones de tamaño cristalino, desde cripto a macrocristalinos, presentándose con frecuencia varios tamaños en la misma muestra, a veces se aprecian maclas polisintéticas siendo los contactos entre cristales de rectos a interpenetrados. Son frecuentes los fenómenos de disolución bajo presión apareciendo numerosos estilolitos que se disponen, normalmente, subparalelos a la estratificación y en los cuales quedan residuos de los elementos no disueltos como terrígenos, materia carbonosa y minerales ferruginosos.

Como componentes accesorios presenta, de mayor a menor abundancia: cuarzo, casi 100% monocristalino, de grano fino a muy fino, localmente de tamaño limo, el cual se suele presentar o bien disperso o bien acumulado en láminas, en cuyo caso a veces se disponen con sus ejes mayores subparalelos a la estratificación; minerales micáceos, esencialmente cloritas y sericitas, con algunas moscovitas y biotitas, que pueden presentar procesos de alteración, son cristales alargados que se disponen paralelos o casi paralelos a las superficies de estratificación acumulándose en láminas lutíticas o dololutíticas, siendo raro que se presenten dispersos; y, esporadicamente, cuarcita, plagioclase y turmalina.

Como elementos secundarios aparecen minerales ferruginosos opacos, localmente con hábito cúbico (pirita), que son muy abundantes en los niveles ankeríticos y escasos en los demás, se encuentran, o bien dispersos, o acumulados en laminillas muy finas, en ocasiones recubriendo cristales idiomorfos lo que acentúa su morfología. También contiene, con frecuencia, pequeños restos de materia carbonosa - acumulada en láminas o estilolitos y raramente dispersa.

Se presentan desde nivelillos milimétricos a grandes bancos de tamaño métrico con límites -- plano-paralelos, localmente ondulados e irregulares, a veces presentan grandes morfologías monticulares, normalmente debido a bioconstrucciones. Su estructura o es masiva o más frecuentemente laminada, que puede dar un aspecto acintado a la roca. La laminación es paralela, planar e irregular, continua a discontinua pudiendo presentar formas monticulares de pequeña talla que no son muy extensas lateralmente. Se debe a varios tipos de origen: alternancias de láminas con y sin terrígenos, con tamaños de -- cristales dolomíticos más o menos equidimensionales que suelen presentar tonos semejantes, lo que hace que "de visu" tenga aspecto masivo y al microscopio laminado; por otro lado, la laminación se puede -- producir por alternancias de láminas más oscuras, grisáceas, micro a macrocristalinas con abundante materia carbonosa y casi sin terrígenos, y láminas más claras, pardo-amarillentas, de tamaño cristalino más homogéneo sin materia carbonosa, con terrígenos más frecuentes que en la otra lámina, dispersos y de menor tamaño de grano, los límites entre ambos tipos de lámina son en todos los casos irregulares a

escala microscópica; finalmente, como causas menores que pueden producir laminación están alternancias de tamaños cristalinos dolomíticos, pudiendo una de las láminas incluir minerales micáceos (que pueden ser abundantes y originar láminas de calcoesquistos), o bien minerales ferruginosos.

Las areniscas dolomíticas y dolomías arenosas, presentan un tránsito continuo de términos en tre ambas, asimismo existe una variación continua entre estos materiales y las dolomías anteriormente descritas, por un lado, mientras que por el otro puede llegarse a areniscas y grauvacas casi sin elemen tos dolomíticos.

Petrográficamente se podrían clasificar como doloarenitas a sublitarenitas (raras cuarciarenitas) dolomíticas, no apreciándose ningún tipo de fantasma de aloquímicos.

Los componentes principales son dolomía micro a macrocristalina, con morfologías desde idiomorfas a alotriomorfas y cuarzo; en menor grado cuarcita, con tamaño de grano variable entre limo y -- arena de grano medio a fino, con una proporción que puede oscilar entre el 15 y el 60% de los clastos terrígenos según láminas, en las cuales dependiendo del porcentaje de terrígenos, éstos pueden estar, o bien flotando, o bien en láminas grano soportadas.

Como accesorios presentan minerales micáceos, fundamentalmente moscovita y biotita y en menor grado clorita y sericita. En mucha menor proporción aparecen, minerales pesados (turmalina y raros cir cones), feldespatos (tanto feldespato potásico como plagioclasa, aunque la proporción de esta última - es superior), y otros fragmentos de rocas ígneas y cuarcíticas.

Estos niveles, como los niveles dolomíticos, son de tonos grises, claros y oscuros, a pardos, forman cuerpos tabulares a lenticulares centi a decimétricos, muy raramente métricos, con bases planas o erosivas y techos planos, en ocasiones ondulados. Pueden ser masivas, o más normalmente laminadas, - con laminación paralela planar, laminación cruzada planar o de surco, que está originada por alternancias de láminas más o menos ricas en terrígenos y dolomías, a mayor proporción de terrígenos menos pro porción de dolomías y viceversa.

Estas litologías aparecen predominantemente en la mitad noroccidental del área de estudio, en - general, hacia el SE. de ésta disminuyen no sólo la proporción de estos tipos de litología, sino que - además disminuye el tamaño de grano de los componentes terrígenos. Estos sólo vuelven a tener cierta - importancia en las zonas donde la potencia de la unidad es superior a la normal, por ejemplo, en los - alrededores de Navalvillar de Ibor (columna Navalvillar de Ibor I, fig. 48).

Los materiales terrígenos están compuestos por lutitas y en menor grado por grauvacas, sólo ocasionalmente presentan intercalaciones microconglomeráticas.

Las lutitas contienen como componentes principales minerales micáceos (cloritas y sericitas), además casi todas las muestras presentan proporciones variables de cuarzo (5-25%), generalmente de tama ño limo, monocristalino, que localmente pueden presentar colas de presión. Como componentes accesorios aparecen algunas biotitas detríticas, que en ocasiones pueden estar muy alteradas.

Los componentes secundarios son minerales ferruginosos que en ocasiones presentan hábito cúbico (pirita), normalmente aparecen dispersos aunque se pueden acumular preferentemente en láminas. ----- También se observa materia carbonosa opaca, negruzca que puede ser abundante, y grandes cloritoides con formas tabulares que crecen oblicuos a la esquistosidad principal. Por último, presentan, a veces, ele mentos dolomíticos actualmente con aspecto de cemento (que puede ser un problema de dolomitización pos terior a la sedimentación), en cuyo caso nos encontraríamos frente a calcoesquistos (dololutitas), que son más abundantes en la terminación suroriental del área estudiada coincidiendo con la práctica desa parición de los niveles dolomíticos, zona La Calera-Estrecho la Peña.

Las lutitas son habitualmente laminadas, rara vez aparecen como pequeños niveles masivos. La laminación se debe a múltiples causas entre ellas, a alternancias milimétricas lutita-grauvaca normal-

mente de grano fino a muy fino; dololutitas-lutitas; en ocasiones se debe a alternancias de láminas ricas y pobres en óxidos de hierro o materia carbonosa. Estas diferentes alternancias, así como la alteración de algunos de los componentes de las láminas producen una variedad de tonalidades amplia, lo -- que normalmente acentúa la laminación, sus colores dominantes son grises, claros y oscuros (a veces negros) y verdes, alterándose a tonos marrones, pardos, rojizos, blanquecinos, etc., dependiendo de su mineralogía.

Esta laminación suele ser muy continua, a veces cuando se presentan láminas grauváquicas, éstas aparecen como formas lenticulares, o bien como láminas muy planas de cierta extensión. Finalmente, en algunas ocasiones, se aprecian pequeños cortes entre grupos de láminas, con estructuras suavemente erosivas. Al microscopio los límites entre láminas son difusos, aunque en el caso de alguna de granulometría más gruesa puede ser neto y localmente erosivo. No suelen presentar ningún tipo de microordenación interna, con la excepción de la orientación de los ejes mayores de los clastos (cuando los hay), paralelos o subparalelos a las superficies de las láminas, sólo en ocasiones se ha observado microlaminación cruzada en alguna lámina.

Los materiales grauváquicos petrográficamente, varían desde grauvacas hasta sublitarenitas y litarenitas de grano fino y muy fino a grueso, conteniendo a veces clastos mayores de 2 mm., que les - dan un aspecto microconglomerático. Composicionalmente presentan como elementos principales cuarzo y - fragmentos de rocas cuarcíticas, en ocasiones, si presentan cemento dolomítico, parecen existir corrosiones del cuarzo por los carbonatos.

Componentes accesorios son, de mayor a menor proporción, feldespatos (principalmente plagioclasa, algo de feldespato potásico y alguna microclina), biotitas detríticas (a veces alteradas), fragmentos de rocas ígneas y esquistosas y turmalinas.

Los componentes secundarios son cloritoides, que aparecen como grandes cristales con hábito tabular, y óxidos de hierro con formas irregulares, o hábito cúbico (pirita), en ocasiones son abundantes con aspecto de cemento ferrugíneo. La presencia de cemento dolomítico es habitual.

La matriz es micácea, a veces micáceo-cuarcítica y sólo en raras ocasiones cuarcítica o cuarzo micácea, su proporción varía del 5% al 60%, con un máximo entre el 20-30%. Esta formada por minerales micáceos, cloritas y sericitas con algunas moscovitas y biotitas, y por cuarzo monocristalino tamaño limo.

Las grauvacas forman cuerpos tabulares centi a decimétricos con base plana a erosiva y techo plano, a veces ondulado. Son masivas, aunque es frecuente la presencia de laminación paralela, laminación cruzada planar y de surco. La laminación se debe, o bien a variaciones de tamaños de clastos, o - bien a variaciones en la cantidad de matriz, en ocasiones está marcada por la presencia de acumulaciones de minerales ferruginosos en algunas láminas. Son de tonos verdes, pardos o grises.

Con frecuencia aparecen como láminas milimétricas alternando con lutitas o con dolomías, presentando los materiales un aspecto bandeado o acintado característico. En estos casos, la base de la - capa grauváquica es neta, plana o suavemente irregular, localmente erosiva y su techo, o es transicional, o neto.

Los niveles conglomeráticos, son microconglomerados cuarcíticos con tamaño de grano máximo - variable entre 0.5-1 cm., están formados por clastos de cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, incluyendo alguna lidita. Como accesorios presentan clastos de esquistos, biotita detrítica y turmalinas -- (raras), todos de pequeño tamaño. Como minerales secundarios aparecen elementos ferruginosos, en ocasiones con hábito cúbico (pirita). Pueden presentar cemento dolomítico.

La matriz es cuarcítica o cuarzo-micácea, siendo en raras ocasiones micácea, en el primer caso la matriz puede ser abundante, con clastos cuarcíticos de tamaño arena de grano fino a muy fino, --

granosoportados; en el segundo caso son también granosoportados con matriz escasa, intersticial, a casi inexistente, compuesta por cloritas y sericitas al igual que la fracción micácea del caso anterior.

Forman cuerpos tabulares o lenticulares, centi a decimétricos, con base erosiva, plana u ondulada y techo plano u ondulado. Son principalmente masivos, aunque pueden reconocerse laminación paralela o cruzada planar, debidas a diferencias en los tamaños de clastos entre láminas y en algún caso, a la orientación de los ejes mayores de los clastos, subparalelos a la estratificación. Pueden presentar cantos blandos en las proximidades de las bases. Son de tonalidades grises claras o pardas.

Dentro de este miembro los elementos terrígenos son importantes en la mitad noroccidental, - aproximadamente desde Castañar de Ibor-Robledollano hacia el NW., mientras que en la mitad SE. son escasos o nulos debido al reducido espesor que presenta la unidad carbonatada, apareciendo esporádicamente alternancias de pizarras y calcoesquistos, como ya hemos indicado.

Extensión y espesores: en el flanco NE. del anticlinal de Ibor, aflora continuamente desde - el borde de la fosa del Tajo al NW., hasta las "rañas" que limitan por el SE. el área estudiada, incluso llegan a aflorar materiales carbonatados al otro lado de dichas rañas, en la prolongación suroriental del anticlinal de Ibor, en las lomas situadas al N. del paraje denominado valle del Rinconcillo, en esta zona la unidad carbonatada aparece en el techo de un pequeño sinclinal, en el cual afloran de forma dispersa de 20-25 m. de dolomías grises, bajo las que se reconocen, pese a los escasos afloramientos existentes, 25-35 m. de pizarras bandeadas y grauvacas, posible equivalente lateral de AS.3.a y por último, como base de todos estos materiales y con una potencia no medida, afloran pizarras y grauvacas - con aspectos similares a las de las unidades AS.2 y AS.1, aunque resta por establecer una correlación más detallada de este área con su prolongación al NW.

La potencia de la unidad disminuye, en todos los flancos, de NW. hacia SE., variando desde - 210 m. en Valdecañas a 14 m. en Castañar de Ibor, 70 m. en Navalvillar de Ibor y oscila entre 0-25 m. desde la carretera del Hospital del Obispo hasta la terminación suroriental del anticlinal de Ibor. Los anteriores cortes se pueden considerar los más representativos de esta unidad en este flanco.

En el flanco SW. del anticlinal de Ibor, la unidad está mal representada, en parte por no de posición y en parte por erosión de los materiales ordovícicos sobre el infrayacente. Sólo aparecen en el extremo NW., alrededores del río Tajo, unos 10-15 m. de alternancias de lutitas y dolomías, y en el extremo SE., al SW. de Guadalupe, entre 0 y 20-25 m. de dolomías gris azuladas y dolomías ankeríticas en tres pequeños afloramientos.

En el flanco NE. del anticlinal de Navezuelas-Robledollano, también presenta una extensión - limitada a su terminación noroccidental, donde afloran 75 m. de esta unidad, aunque los materiales carbonatados son enormemente minoritarios frente a los terrígenos. En el resto del flanco no aparece por no deposición, o por erosión preordovícica.

En el flanco SW. de este anticlinal, también presentan fuertes variaciones de espesor, 200 m. en Arrocampo (fig. 9), mientras que hacia el SE. de Romangordo no aflora por erosión preordovícica. Apareciendo sólo localmente a favor de grandes fracturas, su potencia son 50 m. en las proximidades de Robledollano y unos 135 m. en las proximidades de Roturas.

Finalmente, en el anticlinal de Miravete, sólo aflora en su flanco NE., debido a la disarmonía estratigráfica entre sus flancos, aunque lo hace de una forma continua, en la carretera nacional V afloran entre 100-125 m. de esta unidad, con dominio amplio de los materiales terrígenos.

En cuanto a potencias de esta unidad coincidimos con CUEVIER et al. (1.982), que para la -- "Serie de Navalvillar media" asignan unas potencias entre 5-50 m. en los alrededores de Navalvillar de Ibor y menos de 7 m. en la zona de Hospital del Obispo. Asimismo coincidimos con TEJERO (1.976), que da a su "unidad calcárea" una potencia algo menor de 130 m. en la región de Robledollano-Roturas.

Por el contrario, discrepamos con algunos autores que entre Navalvillar de Ibor y Castañar - de Ibor, indican la existencia de varios niveles carbonatados interestratificados en la serie, CUVELIER et al. (1.982), I.G.M.E. (1.985 a y b), esta repetición es puramente tectónica y se puede comprobar -- continuando los niveles carbonatados desde Castañar de Ibor hacia el NW. (hacia Fresnedoso de Ibor), - donde todos estos niveles tienden a converger formando una serie de anticlinales y sinclinales, que a medida que avanzamos hacia el NW. son más y más apretados, teniendo su máximo acortamiento entre Fresnedoso de Ibor y Valdecañas, donde sólo estudios muy detallados de techo y muro y de relaciones entre la esquistosidad y la estratificación, así como su expresión cartográfica (con la aparición de ojales de niveles terrígenos entre los carbonatados), nos permiten diferenciar la existencia de los pliegues. Estos, vuelven a ponerse claramente de manifiesto en el río Tajo, en las proximidades de Valdecañas, - donde por criterios sedimentarios y tectónicos, se comprueba que unos niveles están invertidos, por -- ejemplo la columna Valdecañas I, fig. 32, lo cual viene apoyado por el hecho de que la esquistosidad - buze menos que la estratificación, mientras que otros niveles presentan una posición normal, columna - Valdecañas II, fig. 33.

Relaciones infra y suprayacentes: los límites de esta unidad, tanto inferior como superior, son siempre concordantes, con AS.3.a a muro y AS.3.c a techo.

Su muro es en algunos puntos bastante difuso, muy gradual, apareciendo finas intercalaciones de material carbonatado entre los terrígenos, que poco a poco se hacen más y más importantes tanto en número como en potencia, llegando a formar grandes paquetes carbonatados. En otros puntos, la aparición de los niveles carbonatados es brusca, aunque contengan intercalaciones terrígenas, en estos casos, sin embargo, por debajo existen con frecuencia niveles terrígenos que contienen cemento carbonatados, aunque la base de la unidad la hemos situado donde aparecen los primeros bancos predominantemente carbonatados.

A techo, el tránsito suele ser neto, situándose su límite donde desaparecen los niveles carbonatados, aunque por encima existan grauvacas con cemento dolomítico, por ejemplo columna Hospital del Obispo II, fig. 53. Localmente las intercalaciones de niveles lutíticos entre las dolomías le dan un - aspecto gradual, sin embargo, por razones sedimentológicas, pensamos que debe existir una discontinuidad a techo de estos materiales.

Localmente esta unidad no existe con estas características, siendo lateralmente equivalente a un conjunto de materiales que presentan granulometría más fina, siendo en esta zona donde situamos - el contacto entre AS.3.a y AS.3.c, situado convencionalmente, puesto que es materialmente imposible diferenciar las facies de una u otra unidad excepto por el hecho de que en amplias zonas las separan los materiales carbonatados.

Edad: en los años 60 y principios de los 70 siguiendo ideas anteriores, se asignaban al Cámbrico inferior todos los materiales carbonatados que aparecían en esta región LOTZE (1.961), quien incluso citó "restos inclasificables de trilobites" a techo del nivel carbonatado de Castañar de Ibor. - GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971) y TEJERO (1.976), entre otros, admitieron tal datación.

Con nuevos estudios regionales se observó la existencia de varios niveles que contenían carbonatos: "calizas de Los Navalucillos", datadas como Cámbrico inferior GIL CID et al. (1.976), MORENO GONZALEZ DE EIRIS (1.979); "nivel de Fuentes" MORENO (1.974); y "calizas de Villarta" HERRANZ et al. - (1.977).

Los trabajos anteriores propiciaron nuevas correlaciones, así MORENO (1.977 a y b), correlaciona las calizas de Valdecañas con el nivel de Fuentes y las asigna una edad precámbrica, al situarse éste bajo las calizas de Los Navalucillos.

Por otro lado, HERRANZ et al. (1.977), VILAS et al. (1.979) y VILAS et al. (1.981), han correlacionado los materiales carbonatados que afloran en el anticlinal de Ibor, con las calizas de Villarta,

del anticlinal de Navalpino, las cuales aparecen discordantes bajo el nivel de Fuentes, en dicho anticlinal, siendo su edad precámbrica.

Más recientemente CUVELIER et al. (1.982), vuelven a asignar a éstas una edad post-precámbrica, debido a la aparición de "restos de fósiles esqueléticos aún no determinados", por encima de los materiales carbonatados.

SAN JOSE (1.983) siguiendo las ideas de HERRANZ et al. (1.977) y con las aportaciones de --- BRASIER et al. (1.979), supone que la base del Cámbrico se sitúa en la base del nivel de Fuentes, el cual se apoyaría discordante sobre su substrato Alcudiense, de esta forma, puesto que las calizas del anticlinal de Ibor las sitúa en el Alcudiense superior, deberían ser correlacionables con las del anticlinal de Navalpino y todas ellas representarían un ciclo sedimentario diferente del ciclo basal Fanerozoico, al situarse éste discordante sobre el anterior.

LIÑAN et al. (1.984), citan la presencia de *Micrhystridium* en la parte superior de las "calcareous beds", lo que indicaría una edad Vendienne superior-Cámbrico inferior bajo para estos materiales, correlacionándolos con el nivel de Fuentes del anticlinal de Valdelacasa.

4.2.2.c Unidad AS.3.c

Es una unidad litoestratigráfica informal con rango de miembro, aunque en un futuro con estudios más regionales es posible que pueda alcanzar rango de formación. No se le da ningún tipo de nombre ni litológico ni geográfico, para no aumentar la nomenclatura de unidades. Cartográficamente se representa como una unidad diferenciada, con las siglas AS.3.c. Esta compuesta exclusivamente por materiales terrígenos, pizarras y grauvacas, con algunas intercalaciones microconglomeráticas en zonas muy concretas.

Sinonimias: es equivalente a parte de la "unidad Cm", microconglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras TEJERO (1.976), en el flanco SW. del anticlinal de Navezuelas-Robledollano (mientras que en el flanco NE. esta unidad es equivalente a AS.3.a, como ya hemos indicado).

Es comparable a la parte basal de las "pizarras del Torilejo" HERRANZ et al. (1.977), aunque no con las mismas facies SAN JOSE (1.980), que se incluyen en la parte alta del Alcudiense superior. Asimismo se corresponde con parte de la "unidad B" VILAS et al. (1.979), quienes a su vez la correlacionan con las pizarras del Torilejo.

Es equiparable a la "Serie de Navalvillar superior" CUVELIER et al. (1.982), con características litológicas similares, y a parte de la "Bunte serie" CUVELIER et al. (op. cit.), que como ya --- hemos indicado comprende parcialmente varias de nuestras unidades debido a las similitudes litológicas entre ellas.

Podría ser equivalente a las "detrital beds" LIÑAN et al. (1.984), quienes sitúan esta unidad sobre las "calcareous beds", aunque debido al contenido paleontológico que presentan no creemos factible la correlación entre AS.3.c y los materiales que contienen la icnofauna que citan estos autores, por lo que habría que correlacionarla con las "calcareous beds".

Litología: es una unidad terrígena formada por lutitas y grauvacas, con intercalaciones microconglomeráticas.

Las lutitas están compuestas principalmente por minerales micáceos (cloritas y sericitas), su contenido en clastos oscilan entre 0-40% siendo casi exclusivamente cuarzo monocristalino tamaño limo, rara vez tamaño arena muy fina a fina, en ocasiones aparecen fragmentos de rocas cuarcíticas y alguna biotita detrítica. Es frecuente la existencia de minerales ferruginosos acumulados en láminas o dispersos, que pueden presentar hábito cúbico (pirita), e incluso aspecto de cemento ferruginoso.

Estos niveles lutíticos son habitualmente laminados, a veces masivos, están formados por al-

ternancias milimétricas de lutitas con diferentes proporciones de clastos o de minerales ferruginosos formando una laminación paralela planar, en ocasiones ondulada, algo irregular, sólo esporádicamente - se aprecian pequeños grupos de láminas cruzadas con las infrayacentes. Estos materiales presentan diferentes tonos dependiendo de la composición y de la alteración de sus elementos, por lo que presentan - un aspecto laminado versicolor típico.

Son muy frecuentes también las alternancias mili a centimétricas de lutitas y grauvacas que dan a los materiales un aspecto bandeado o acintado. En este caso los materiales lutíticos contienen - con frecuencia cuarzo monocristalino (hasta un 20%), de tamaño limo a arena de grano fino, otros clastos son raros, apareciendo sólo fragmentos de rocas cuarcíticas. Como secundarios es abundante la presencia de minerales ferruginosos, apareciendo sólo localmente cloritas con hábito tabular y cemento dolomítico.

Las láminas grauváquicas, petrográficamente, son litarenitas a grauvacas, con un 10-60% de - matriz detrítica (micáceo-cuarcítica principalmente), sus componentes principales son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, en general el tamaño de grano varía de muy fino a medio. Como componentes accesorios aparecen otros fragmentos de rocas, ígneas y esquistosas, y minerales pesados (turmalina). -- Sus componentes secundarios son minerales ferruginosos, que pueden presentar hábito cúbico (pirita) y minerales opacos de aspecto carbonoso. En alguna muestra se ha observado cemento dolomítico.

En estas alternancias milimétricas la base de la capa grauváquica es neta, con frecuencia erosiva, pudiendo presentar escapes de fluidos y seudonódulos, su límite superior, o es transicional, o - en menos ocasiones neto, con aparición de microripples. En su interior es normal la presencia de una - microlaminación interna debido a la existencia de diferentes porcentajes de matriz, originando una microlaminación paralela, que puede llegar a ser cruzada de bajo ángulo. En la lámina lutítica es también frecuente la existencia de microlaminaciones, en este caso siempre paralelas, debido a la presencia de mayor o menor porcentaje de clastos o de minerales ferruginosos en las láminas. Por último, algunas láminas grauváquicas pueden contener pequeños intervalos lutíticos, y algunas láminas lutíticas, lenticulas grauváquicas.

Las grauvacas, petrográficamente, se clasifican como grauvacas, litarenitas a sublitarenitas, con tránsitos graduales entre los diferentes términos. Son de grano fino a muy fino, en ocasiones medio y grueso, localmente con clastos de 2 mm. de tamaño máximo. Componentes principales son cuarzo monocristalino y fragmentos de rocas cuarcíticas, cuyo porcentaje oscila entre el 25-50% de los clastos. Compoponentes accesorios son otros fragmentos de rocas cuarcíticas, cuando no son elemento principal y en menores proporciones fragmentos de rocas ígneas y esquistosas, biotita detrítica, raros feldespatos (plagioclasa) y escasos minerales pesados (turmalina). Como elementos secundarios son muy abundantes los minerales ferruginosos, que en ocasiones rodean clastos con aspecto de cemento, y a veces presentan - hábito cúbico (pirita); minerales opacos negruzcos (posible materia carbonosa); y moscovitas y clori--tas o cloritoides de neoformación, las últimas con hábito tabular.

La matriz oscila entre el 0-80% de la muestra, su media varía entre el 5-30%, es fundamentalmente micácea (cloritas y sericitas), localmente cuarzo-micácea e incluso cuarcítica, en estos casos - con cuarzo monocristalino tamaño limo. En general es más micácea al aumentar la proporción de matriz - en la muestra. Como cemento pueden presentar cemento ferruginoso y dolomítico.

Se presentan en niveles centi a decimétricos con bases planas, erosivas a no erosivas, localmente cóncavas, y techos planos. Presentan estructura masiva o bien laminación paralela, a veces cruzada. La laminación se debe a alternancias de láminas más o menos ricas en matriz, o por láminas más o menos ricas en óxidos de hierro (raro), que al alterarse dan tonos distintos a los materiales. Ocasionalmente presentan cantos blandos de pequeño tamaño e intercalaciones lutíticas con formas lenticulares (flaser), o más normalmente como láminas, con características semejantes a las descritas anteriormente para los niveles laminados grauvaca-lutita. Son de tono verde claro a pardo.

Finalmente, los niveles de grano más grueso son grauvacas microconglomeráticas a microconglomerados, los cuales están compuestos por fragmentos de roca cuarcítica y cuarzo, con algunos fragmentos de esquistos (raros). Normalmente la matriz es casi inexistente, intersticial, cuarcítica a cuarcítica-micácea, con clastos de cuarzo de tamaño limo y minerales micáceos (cloritas y sericitas).

Son niveles lenticulares con base cóncava, erosiva, que pueden presentar cantos blandos, techo plano. Son masivos, aunque en ocasiones contienen láminas lutíticas, a veces lenticulares. Presentan tonos grises claros a pardos.

Extensión: los afloramientos de esta unidad, aunque localmente extensos, son con frecuencia pobres y malos para su estudio, con numerosas áreas cubiertas. En la mitad noroccidental del área estudiada (desde Fresnedoso de Ibor-Robledollano hacia el NW.), es en amplias zonas la unidad más alta aflorante, estando generalmente muy cubierta excepto en el sector central (sinclinal de la casa del Rosal, continuación del sinclinal ordovícico de Río Viejas), donde está mejor desarrollada al aparecer sobre ella la unidad suprayacente AS.4, siendo en esta zona donde presenta los mejores afloramientos (columna del Puente de Almaraz, fig. 25).

En el resto del anticlinal de Navezuelas-Robledollano (desde Robledollano hacia el SE.), sólo aflora en la carretera de Robledollano a Deleitosa y en la de Roturas a Retamosa, en ambas con poca potencia y techo tectonizado.

En el anticlinal de Ibor entre Fresnedoso y Navalvillar de Ibor, sólo aflora en su flanco NE., estando su techo erosionado. Los mejores afloramientos aparecen en el río Ibor en las proximidades de La Avellaneda.

Desde Navalvillar de Ibor hacia el SE., también en el anticlinal de Ibor, flanco NE., aparece completa excepto en algunas zonas donde es erosionada por el Ordovícico. Sus afloramientos tampoco son muy buenos, los mejores se sitúan en la carretera del Hospital del Obispo y en La Calera (columna La - Calera II, fig. 61).

Por último en el flanco SW. del anticlinal de Ibor, sólo aflora al suroeste de Guadalupe, con escasos y malos afloramientos.

Espesores: es una unidad de la que se disponen de pocos datos de espesores debido a su mala calidad de afloramiento. Son, además, datos muy dispersos y generalmente la unidad nunca está completa por no aparición de su techo, debido a fracturas, o a la erosión preordovícica.

En la zona central del extremo noroccidental del área estudiada, su potencia máxima aflorante son 50-60 m. (columna del Puente de Almaraz, fig. 25).

En el resto del anticlinal de Navezuelas-Robledollano afloran 15 m. en la columna arroyo del Colmenar, fig. 20, formando la unidad un pequeño sinclinal cuyo flanco SW. está fallado. Con la misma potencia y características (excepto que no forma un sinclinal), aflora en el corte del Río Almonte, -- fig. 19.

En el resto del anticlinal de Ibor, sus potencias son muy variables, así de NW. a SE. presenta 180-190 m. en Fresnedoso de Ibor, donde no aflora su techo; 120-150 m. en la carretera del Hospital del Obispo; 150 m. en La Calera, donde su base está tectonizada; y finalmente, 50-60 m. entre La Calera y el Estrecho la Peña.

Estos espesores son similares, aunque algo menores a los citados para la "Serie de Navalvillar superior" CUVELIER et al. (1.982), que dan "con muy poca exactitud" entre 150-250 m.

Relaciones infra y suprayacentes: esta unidad se sitúa estratigráficamente entre las unidades AS.3.a, AS.3.b y AS.4, siendo sus límites siempre concordantes.

A muro, lo normal es que se apoye concordantemente sobre AS.3.b, el tránsito es neto y se si

túa donde desaparecen los niveles dolomíticos, aunque localmente la unidad AS.3.c contiene carbonatos (actualmente con aspecto de cemento dolomítico), fácilmente reconocible en campo por su alteración típica. Localmente, al no existir la unidad AS.3.b se apoya sobre AS.3.a, también de forma concordante, este contacto cartográficamente lo hemos situado en una zona de materiales más finos, que debe ser equivalente lateral de AS.3.b, esto junto a las similitudes de facies en campo entre AS.3.a y AS.3.c, y a la ausencia de la unidad carbonatada dificulta la diferenciación de ambas unidades, lo que hace que en zonas muy tectonizadas pueda ser un verdadero problema, por ejemplo, entre Castañar y Navalvillar de Ibor donde sólo con la cartografía de los niveles carbonatados es posible separarlas.

Cuando el techo de esta unidad es visible, se pone siempre en contacto concordante y gradual con la unidad AS.4, el límite entre ambas lo situamos en el momento en que empiezan a aparecer niveles de granulometría más gruesa, con morfologías canalizadas, que dan resalte y son fácilmente distinguibles en campo.

Sólo muy localmente, sobre AS.3.c se sitúa la unidad AS.5, al SW. de Guadalupe, en ésta zona, pese a la mala calidad de los afloramientos, la ausencia de claros niveles canalizados distintivos de la unidad AS.4, y la existencia de fragmentos de distintas litologías de las unidades infrayacentes como clastos en AS.5, nos hace pensar en la ausencia de AS.4 por erosión previa a la sedimentación de AS.5 (ver capítulo 4.2.3).

Edad: al igual que de las unidades precedentes se dispone de pocos datos paleontológicos que nos permitan atribuir a esta unidad una edad determinada, hasta hace relativamente poco tiempo sólo se disponía de correlaciones litoestratigráficas para asignar edad a los materiales.

Así HERRANZ et al. (1.977) y VILAS et al. (1.979), correlacionan los materiales que están situados por encima de los niveles carbonatados en el anticlinal de Ibor con las pizarras del Torilejo, en el anticlinal de Navalpino, esta unidad en Navalpino se sitúa discordante bajo niveles asignados al primer ciclo Farenozoico cuya base sería Vendienne superior-Cámbrico inferior, BRASIER et al. (1.979).

Por otra parte, tanto LOTZE (1.956), como muy posteriormente CUVELIER et al. (1.982), citan la presencia a techo del horizonte de calizas (unidad AS.3.b), de "restos de fósiles esqueléticos aún no determinados", lo que les hace suponer una edad cámbrica para estos materiales (más concretamente Cámbrico medio-superior, según parece desprenderse de su fig. 2, CUVELIER et al. op. cit.).

De una forma similar LIÑAN et al. (1.984), por encima de la unidad que denominan "calcareous beds" indican la existencia de otra que denominan "detrital beds", concordante con la anterior (aunque por criterios regionales piensan en la posible existencia de un hiato) debido a la presencia, en la segunda, de faunas que indicarían una edad cámbrica *Phycodes pedum*, *Planolites sp.* y *Treptichnus sp.*

Varios datos nos inducen a pensar que ni AS.3.c, ni posiblemente ninguna de las unidades precámbricas suprayacentes puedan ser correlacionadas con las "detrital beds", en primer lugar ésta, está formada por arcosas y pizarras, mientras que dentro de los materiales estudiados no hemos encontrado, en las casi 600 muestras realizadas, ninguna a la que se pueda aplicar esa denominación litológica, litología que si existe en unidades suprayacentes, claramente discordantes sobre los materiales estudiados (ver apartado 4.2.4.a). Por otro lado estos mismos autores indican que usando criterios de fitoplancton el límite Precámbrico-Cámbrico se debe localizar en la desaparición de Vendotaenidos y *Bavlinella faveolata* en la secuencia, así nosotros hemos encontrado ejemplares del género *Vendotaenia* por encima de la unidad carbonatada a lo largo de la carretera al Hospital del Obispo, en las unidades AS.3.c y - AS.4, por lo que ambas en base a estos criterios deben ser consideradas, en principio, precámbricas.

4.2.2.d Unidad AS.4

Como ya hemos indicado es una unidad litoestratigráfica informal con rango de formación. No se le asignan nombres ni litológicos ni geográficos, para no aumentar la nomenclatura de unidades y en

espera de su definición formal con validez regional. Cartográficamente la representamos por separado, designándola por las siglas AS.4.

Es la unidad más alta que hemos distinguido dentro del Grupo AS.II (Alcudiense superior de -plataforma), coloquialmente denominamos a esta unidad como "unidad con canales", por ser esa su característica más distintiva.

Es una unidad totalmente terrígena, compuesta por lutitas y grauvacas, que localmente pueden ser microconglomeráticas. En ocasiones aparecen niveles de microconglomerados.

Sinonimias: esta unidad debe ser equivalente, en parte, a las pizarras del Torilejo HERRANZ et al. (1.977). También es equivalente a parte de la "unidad B" VILAS et al. (1.979), quienes también la correlacionan con las pizarras del Torilejo.

Es comparable a la "Bunte serie" CUVELIER et al. (1.982), aunque esta unidad debido a las características con las que está definida comprende, por zonas, diversas partes de las unidades infrayacentes AS.3.

Por último debe ser equivalente a parte de las "calcareous beds" LIÑAN et al. (1.984), puesto que como hemos indicado anteriormente (ver apartado 4.2.2.c), las unidades suprayacentes a los niveles carbonatados no pueden ser relacionadas con las "detrital beds" LIÑAN et al. (op. cit.), en base a criterios de fitoplancton. La imprecisión de los datos aportados por estos autores nos impiden ser más exactos.

Litología: como ya hemos indicado es una unidad terrígena, formada por lutitas, grauvacas y microconglomerados.

Las lutitas petrográficamente presentan como componentes principales minerales micáceos y -- cuarzo monocristalino, presente en casi todas las láminas realizadas en proporciones variables entre -- 0-30%, con tamaños desde limo hasta arena de grano fino. Como accesorios presentan muy esporádicos fragmentos de rocas cuarcíticas e ígneas, éstas en mucha menor proporción que aquéllas. Es muy frecuente -- la presencia de minerales ferruginosos, dispersos o agrupados en láminas, que rara vez presentan hábito cúbico (pirita).

Estos materiales son de tonos grises, gris claro a gris azulado, pueden ser masivas, aunque con frecuencia presentan laminaciones paralelas, alternancias milimétricas de láminas con mayor o menor proporción de cuarzo. Ocasionalmente aparecen pasadas milimétricas de lutitas negras, que pueden ser -- lenticulares.

Estos materiales lutíticos aparecen también formando alternancias mili a centimétricas con -- grauvacas, presentando un aspecto bandeado típico. En estas facies, las lutitas son lutitas grauváquicas, similares a las descritas anteriormente, compuestas por minerales micáceos (cloritas y sericitas) y cuarzo monocristalino como minerales principales y casi exclusivos. Las grauvacas son de grano fino a muy fino, con 25-60% de matriz micácea (a veces contienen menos del 15% de matriz, en cuyo caso habría que clasificarlas como litarenitas), sus componentes principales son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, como accesorios aparecen algunos fragmentos de rocas ígneas y esquistosas, y minerales pesados (fundamentalmente turmalina), como secundarios presenta minerales ferruginosos y algunas micas (cloritoides) de gran tamaño y hábito tabular.

La laminación es paralela, localmente algo irregular, en algunas ocasiones se aprecian cortes suaves entre grupos de láminas. La base de la capa grauváquica es neta, el techo es también neto, rara vez transicional a la lámina lutítica. Las láminas grauváquicas contienen en ocasiones cantos blandos de pequeño tamaño y pueden presentar una microlaminación interna, por la mayor o menor abundancia de -- minerales opacos.

Las grauvacas petrográficamente varían entre litarenitas y grauvacas, sólo en contadas ocasio

nes se pueden clasificar como sublitarenitas, son de grano fino a grueso, presentando esporádicamente clastos de 1 mm. de tamaño máximo.

Sus componentes principales son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, que pueden ser abundantísimos, siendo frecuente que sólo aparezcan minerales cuarcíticos y secundarios en numerosas muestras.

Como elementos accesorios, que pueden no existir, aparecen de mayor a menor frecuencia: minerales pesados (casi exclusivamente turmalina), que pueden alcanzar proporciones del 1-3% de la muestra; biotita detrítica; algunos fragmentos de rocas ígneas; y en una menor proporción fragmentos de rocas esquistosas y algunas plagioclasas.

Como secundarios contienen minerales ferruginosos, fundamentalmente dispersos, y minerales micaceos (cloritoides), de gran tamaño y hábito tabular, dispuestos oblicuos a la esquistosidad principal.

En comparación con la unidad infrayacente (AS.3), cabe destacar el aumento en proporción de fragmentos de rocas cuarcíticas y de minerales pesados, y la disminución, casi desaparición, de otros tipos de fragmentos de rocas, tanto ígneas como esquistosas, aunque éstas desaparecen en mayor proporción, también hay que destacar la casi desaparición de feldespatos y brusco aumento del contenido en caolinita, acerca de estas variaciones nos referiremos más adelante (ver capítulo 7).

Los materiales grauváquicos forman niveles tabulares o lenticulares con base erosiva y techo plano u ondulado. Son masivos o presentan laminación paralela y localmente laminación cruzada tanto planar como de surco. También presenta cantos blandos, granoclasificación positiva y esporádicas láminas o lenticulas de lutitas. Son niveles de tonos claros, grises, pardos y ocre.

Finalmente, los niveles microconglomeráticos son tabulares o lenticulares, con las mismas características que los anteriores, base erosiva y techo plano. Son masivos o presentan granoclasificación positiva, pasando hacia techo a niveles grauváquicos similares a los descritos anteriormente.

Sus componentes principales y casi exclusivos son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas. Como accesorios se han observado minerales pesados y algunos fragmentos de rocas esquistosas. La matriz está casi ausente (menor del 5%), es cuarcítica e intersticial, con cuarzo tamaño limo. El tamaño de grano máximo observado ha sido de 1 cm. mientras que el tamaño medio es variable según los niveles entre 0.2 y 0.5 cm.

Extensión: el área de afloramiento de esta unidad se reduce al flanco NE. del anticlinal de Ibor, desde Navalvillar de Ibor hacia el SE., llegando también a desaparecer en la terminación suroriental del área estudiada (al SE. de la carretera de Alía a Puerto San Vicente). Y, por otro lado, al núcleo del sinclinal de la casa del Rosal, prolongación del sinclinal ordovícico de Río Viejas, desapareciendo también en los alrededores de Campillo de Deleitosa, flanco NE. del sinclinal, y hacia el NW. de Robledollano en el flanco SW. de dicho sinclinal.

En la prolongación hacia el SE. del sinclinal de Río Viejas, al SW. de Guadalupe, no se ha reconocido esta unidad, al estar ausentes los niveles canalizados que la caracterizan. Puesto que los materiales por encima de las dolomías no presentan una potencia considerable (lo que podría indicar la presencia de AS.4 sin niveles canalizados), y dada la aparición, como clastos, en AS.5 de fragmentos de litologías variadas que pueden pertenecer a ésta o a las unidades infrayacentes, suponemos que AS.4 ha sido erosionado por AS.5.

Espesor: es una unidad de la que también se disponen de pocos datos de espesores, y de los que se dispone son generalmente incompletos al haber sido erosionado su techo.

En el sinclinal de la casa del Rosal presenta 140 m. de potencia, estando su techo erosionado.

En esta misma zona, la potencia máxima no debe ser superior a 150-160 m., puesto que la mayor amplitud de afloramiento se debe a la apertura hacia el SE. del sinclinal formando un sinclinorio.

En el otro área de afloramientos, flanco NE. del anticlinal de Ibor, presenta potencias similares así en la carretera al Hospital del Obispo aflora 170-190 m., en La Calera 40 m., con su techo - fracturado, más al SE. vuelve a aparecer completa, con 80 m. de potencia y dominio de facies finas y - escasa presencia de niveles que pueden ser equivalentes a los canalizados de otras áreas. Finalmente, en el Estrecho la Peña, punto más meridional de sus afloramientos, aparecen 60 m. siendo ésta su potencia máxima, estando el tramo ligeramente tectonizado, por lo que ésta podría ser inferior.

Los únicos datos de otros autores con los que podemos contrastar los nuestros, son los de CUVELIER et al. (1.982), que citan de 500 a 700 m. para la "Bunte serie" (serie coloreada), espesores -- que pensamos son muy exagerados, aunque hay que tener en cuenta que en dicha unidad incluyen materiales que para nosotros pertenecen a otras unidades, lo que haría aumentar considerablemente su espesor.

Relaciones infra y suprayacentes: la unidad AS.4 se apoya siempre sobre la unidad AS.3.c mediante un contacto concordante y gradual, contacto que lo situamos donde aparecen niveles de grano grueso con morfología lenticular o planar, canalizados. Las facies finas son similares entre ambas unidades, apareciendo en las dos ejemplares del género *Vendotaenia*, que nos hablan de la continuidad en la sedimentación, aunque la unidad AS.4 presenta facies de mayor energía. Esta similitud de facies plantea problemas donde no aparecen los niveles de alta energía, como sucede al SW. de Guadalupe, o incluso en zonas al SE. de La Calera. El área más problemática es la primera, donde es prácticamente imposible separar por facies AS.3.c de AS.4, si existe.

Su límite superior, cuando aparece, es siempre con la unidad AS.5, a escala de afloramiento el contacto parece ser concordante, por ejemplo columna La Calera III, fig. 62, y zona del arroyo Jari-guela-Estrecho la Peña, que son las zonas donde mejor se aprecia. Sin embargo, no podemos descartar -- que a escala regional su techo se ha erosionado por la base de AS.5, un dato a favor de esta hipótesis sería la ausencia de AS.4 al SW. de Guadalupe, por posible erosión de AS.5, este tema lo trataremos -- con algo más de detalle al hablar de la base de AS.5.

Edad: esta unidad al ser correlacionada con las pizarras del Torilejo, del anticlinal de Navalpino, por HERRANZ et al. (1.977) y VILAS et al. (1.979), fue asignada al Precámbrico, por situarse esas discordantes bajo materiales que podían ser correlacionados con el primer ciclo basal Fanerozoico, del anticlinal de Valdelacasa, BRASIER et al. (1.979), en cuya parte media y alta aparecen materiales de edad Cámbrico inferior.

Por otro lado, por la presencia de ejemplares del género *Vendotaenia* hallados por nosotros en esta unidad, en la carretera al Hospital del Obispo, y siguiendo los criterios fitoplanctónicos expresados por LIÑAN et al. (1.984), esta unidad hay que incluirla en el Precámbrico, por lo que no debería ser equivalente a las "detrital beds", sino a las "calcareous beds" LIÑAN et al. (op. cit.), aunque debido a la imprecisión en la descripción de unidades en este trabajo, nos impide ser más exactos.

Puesto que estos materiales deben ser atribuidos al Precámbrico, no puede ser correcta la -- asignación de edad a la "Bunte serie" CUVELIER et al. (1.982), quienes le atribuyen una edad Cámbrico superior-Tremadoc, con el único hallazgo de "restos de plantas", que suponemos deben ser ejemplares de Vendotaenidos. También pensamos que su correlación con la unidad que en el anticlinal de Valdelacasa, ha sido datada como Tremadoc por braquiopodos (suponemos que debe ser la "serie de Carrascalejo"), es también incorrecta.

4.2.3. Unidad AS.5

Es una unidad litoestratigráfica informal con rango de formación. No se le asigna ningún tipo de nombre, ni litológico, ni geográfico, para no aumentar la nomenclatura de unidades de la región y -

esperando que en un futuro próximo podamos definirla formalmente, con la mayor validez regional posible. En la cartografía se la representa independiente y se la designa con las siglas AS.5 .

Es la unidad más alta que aparece en el anticlinal de Ibor, bajo los materiales supuestamente de edad Cámbrico superior-Ordovícico, no aflorando en su prolongación suroriental (área del río Guadiana), donde tampoco lo hacen las unidades AS.3.c y AS.4. Su techo no aflora nunca pues ha sido eliminado por la erosión preordovícica, su situación bajo los materiales ordovícicos hace que esté habitualmente recubierta por derrubios de ladera procedentes de la erosión de éstos (canchales), por lo que sus afloramientos se reducen a algunos cauces de arroyos y bordes de caminos, lo que hace que sea una unidad - mal conocida y con un límite inferior impreciso.

Debido a sus características sedimentológicas distintivas, la hemos separado del Grupo AS.II. Es una unidad eminentemente terrígena, compuesta por conglomerados, grauvacas y lutitas, sólo muy localmente contiene pequeños nivelillos dolomíticos.

Sinonimias: es una unidad sobre la que se han realizado pocos estudios, por lo que habitualmente es incluida junto a las inferiores en grandes macrounidades. No ha sido distinguida como unidad independiente por ningún autor anterior.

Sería equivalente a la parte más alta de la "unidad B" VILAS et al. (1.979), quienes la correlacionan con las pizarras del Torilejo, del anticlinal de Navalpino.

Por último podría ser equivalente, o bien a las "calcareous beds", o bien a las "detrital beds" LIÑAN et al. (1.984), aunque debido a sus características litológicas, ausencia de arcosas, y paleontológicas, ausencia de icnofauna cámbrica, pensamos que podría ser equivalente a las "calcareous beds" y no a las "detrital beds".

Litología: es una unidad compuesta por lutitas, grauvacas y conglomerados. Las lutitas están formadas por minerales micáceos (sericitas y cloritas), esporádicamente contienen cuarzo monocristalino de tamaño limo y arena de grano fino a muy fino en proporciones variables entre 0-30%, rara vez aparecen otros fragmentos de roca, principalmente cuarcíticas y algunos feldespatos. Como minerales secundarios presenta minerales ferruginosos dispersos o acumulados en láminas.

Las lutitas son masivas, en ocasiones laminadas, la cual se debe a alternancias de láminas más o menos ricas en cuarzo o en minerales ferruginosos. Son de tonos grises, fundamentalmente oscuros a negruzcas.

Las grauvacas, petrográficamente, se pueden clasificar como grauvacas y sublitarenitas a litarenitas, son de grano fino a medio, en ocasiones grueso y a veces microconglomeráticos, con clastos de tamaño máximo 1 mm. y tamaño medio variable. Como componentes principales presentan cuarzo, cuarcita y fragmentos de rocas tanto lutíticas como grauvácicas y cuarcíticas. Componentes accesorios son feldespatos (feldespato potásico y plagioclasa) y clastos dolomíticos. Como elementos secundarios aparecen minerales ferruginosos dispersos, que en ocasiones pueden presentar aspecto de cementos rodeando los clastos; minerales micáceos de neoformación (cloritoides) y cemento dolomítico, que no se puede distinguir si son clastos calcáreos posteriormente dolomitizados, que toman aspecto de cemento, o bien, si es tal cemento dolomítico.

La matriz oscila entre el 0-30% de la muestra, su media oscila entre el 10-15%, es micácea (cloritas y sericitas) y muy raras veces micáceo-cuarcítica. Son de tonos grises, pardas o verdes. — Forman niveles tabulares o lenticulares centí a decimétricos con base plana o cóncava, erosiva y techo plano u ondulado por ripples de corriente de tamaño centimétrico, que pueden presentar láminas lutíticas en los foresets.

Son frecuentes las alternancias mili a centimétricas de lutitas y grauvacas que presentan - las mismas características que las descritas para esos términos anteriormente. En este caso la base -

de la capa grauváquica es plana, erosiva, o con escapes de fluidos, su techo es plano y neto. Ocasionalmente los niveles grauváquicos están compuestos por pequeños ripples de corriente.

Los niveles conglomeráticos son de dos tipos con matriz grauváquica, granosoportados a no granosoportados y con matriz lutítica no granosoportados.

Los primeros presentan cantos de cuarzo y de fragmentos de rocas cuarcíticas, subredondeados a redondeados y como accesorios otros fragmentos de rocas (grauváquicas y en menor grado lutíticas) y feldespatos. Su tamaño máximo es de 6 cm. y su tamaño medio es variable, dependiendo de los niveles. La matriz es grauváquica, de tonos verdosos que da color a la roca, su proporción varía entre el 5-75% pudiendo ser granosoportados o no granosoportados, es cuarcítica estando compuesta por cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, y como accesorios feldespatos y minerales micáceos.

Los segundos presentan cantos de cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas subredondeados a redondeados, cuyo tamaño máximo es de 7 cm., y otros fragmentos de rocas, grauváquicas y lutíticas -- (incluyendo microconglomerados, lutitas laminadas, cantos dolomíticos y de grauvas con cemento dolomítico), de formas irregulares, discoidales, tabulares, etc., con tamaño máximo 20 cm. Sus tamaños medios son variables dependiendo de los niveles. La matriz es lutítica, gris oscura, su proporción varía entre el 15 y el 95% siendo en todos los casos no granosoportados, está compuesta por minerales micáceos, cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, estos últimos de tamaño limo o arena de grano fino a muy fino.

Los conglomerados se presentan como niveles tabulares o lenticulares, con base plana poco erosiva, o cóncava, erosiva y techo plano, en ocasiones irregular. Son masivos aunque localmente pueden presentar granoclasificación positiva.

Extensión: sólo aflora en la mitad suroriental del anticlinal de Ibor, tanto en su flanco NE, como en el SW. En el flanco NE. aflora continuamente desde la carretera al Hospital del Obispo hasta el Estrecho la Peña, donde desaparece erosionado por el Ordovícico.

En el flanco SW. aflora en el núcleo de un sinclinal al suroeste de Guadalupe (prolongación por el SE. del sinclinal ordovícico de Río Viejas), sinclinal que por el NW. es cortado por una serie de fracturas desapareciendo la unidad bajo el Ordovícico, mientras que por el SE. el sinclinal cierra periclinalmente, estando la unidad erosionada.

Espesor: sus espesores así como la variación de éstos los conocemos mal pues disponemos de pocos datos y aislados debido a sus características de afloramiento, por otro lado, al no aflorar nunca su techo la unidad está siempre incompleta.

En el flanco NE. del anticlinal de Ibor afloran como máximo 250 m. en el arroyo Jariguela. En el flanco SW. afloran como máximo entre 80 y 100 m. de esta unidad.

Relaciones infra y suprayacentes: la unidad AS.5 se apoya en el flanco NE. del anticlinal de Ibor, sobre la unidad AS.4, mientras que en el flanco SW. de dicho anticlinal, lo hace sobre AS.3.c. Este contacto aunque a escala local parezca concordante, al apoyarse sobre distintas unidades, es un contacto claramente erosivo.

En el flanco SW. ha desaparecido AS.4 y posiblemente parte de AS.3.c, puesto que no se detectan las facies canalizadas típicas de AS.4. Como alternativa las facies de esta última unidad podrían ser similares a las de AS.3.c, sin aparecer los típicos niveles canalizados, en cuyo caso cabría esperar espesores anormales de estas unidades, cosa que no se detecta. Como AS.5 tampoco parece ser un cambio lateral de facies de AS.4, suponemos que debe ser erosivo sobre los materiales infrayacentes.

Sobre AS.5 no aparece ninguna otra unidad, apoyándose sobre ella, de forma siempre discordante, materiales de edad ordovícica, bien Tremadoc al NW. de La Calera, o más frecuentemente la cuarcita armoricana. La discordancia, cuando se puede observar, es neta, suavemente angular, no presentan

do las cuarcitas ningún conglomerado basal, sus mejores puntos de observación son el arroyo Jariguela y la carretera de Alía a Puerto San Vicente, en el Estrecho la Peña.

Edad: no se ha citado ni hemos encontrado en esta unidad ningún tipo de resto orgánico, ni de icnofauna, que nos permita datarla, por lo que su edad sólo se puede establecer por correlaciones litoestratigráficas y en función de su continuidad con los materiales infrayacentes.

Suponemos para ella una edad precámbrica alta, en función de su continuidad con los materiales infrayacentes, la discontinuidad que existe pensamos que es de poca importancia y a estos efectos podemos suponerlas continuas.

4.2.4. Unidades ligadas al ciclo Ordovícico

Por encima de los materiales estudiados en este trabajo y por debajo de los materiales ordovícicos típicos (cuarcita armoricana), afloran en el anticlinal de Ibor otras dos unidades, que se sitúan discordantes sobre las unidades precámbricas anteriormente citadas. Estas unidades están siempre más relacionadas con la cuarcita armoricana que con los niveles infrayacentes, lo que provoca que estén habitualmente cubiertas por los derrubios procedentes del Ordovícico, lo cual hace que sus afloramientos sean malos, estén dispersos y provoquen confusiones en cuanto a su relación con el resto de los materiales que afloran en el área estudiada.

Como ya hemos dicho, hemos diferenciado dos unidades basándonos en criterios regionales, -- puesto que en este área no se puede determinar la relación entre ambas, pudiendo incluso ser una única unidad con cambios laterales de facies.

Por criterios regionales y por los pocos datos paleontológicos que existen, pensamos que la unidad más baja podría tener una edad Cambro-ordovícica, en sentido amplio, mientras que la segunda -- es de edad Tremadoc. Cartográficamente, sólo hemos distinguido la primera unidad designándola como C-0, la unidad superior la hemos cartografiado junto con el resto de materiales ordovícicos y silúricos de los sinclinales hercínicos, designándoles con las siglas O-S.

4.2.4.a Unidad inferior (C-0)

Es una unidad terrígena compuesta por lutitas, areniscas (en algunos casos arcosas), y conglomerados cuarcíticos con matriz rojiza, de desarrollo local. Son niveles con coloraciones rojizas, pardas, marrones, etc. Presenta tres áreas de afloramientos: N. y W. de Castañar de Ibor; N. y W. de Navalvillar de Ibor; y SW. de Guadalupe (Pico Agudo), en los dos primeros casos está claramente ligada a la cuarcita armoricana, mientras que en el tercero no hay una relación clara, sin embargo al presentar las mismas características que en los casos anteriores, suponemos que se trata de la misma unidad.

Sus espesores son muy variables, entre 0 m. en la mayor parte del área, donde no existe, posiblemente por no deposición, a 40-60 m. en Pico Agudo, donde no aflora su techo y 50-70 m. mínimos -- en Castañar y Navalvillar de Ibor.

En todos los puntos aparece discordante sobre distintas unidades de los materiales infrayacentes, así en Pico Agudo se apoya sobre AS.2 y AS.3.a, mediante una discordancia angular clara, difícilmente reconocible aunque ya fue citada por SOS BAYNAT (1.955), el problema de su reconocimiento se debe a que la unidad C-0 comienza con materiales finos, pizarrosos, en todos los puntos del área estudiada, materiales que se apoyan discordantes también sobre pizarras de las unidades precámbricas, sus alteraciones y el hecho de que habitualmente son zonas más cubiertas han impedido hasta este momento su reconocimiento generalizados.

En Castañar de Ibor se aprecia peor la discordancia, que sin embargo se observa cartográficamente, así la unidad C-0 se apoya sobre AS.3.b en el pueblo de Castañar de Ibor, mientras que hacia el NW., siguiendo la traza cartográfica de ambas unidades, la unidad C-0 queda ligada a la cuarcita armoricana, mientras que AS.3.b se separa, apareciendo encima de ella una unidad con características distintivas, AS.3.c.



Finalmente, en Navalvillar de Ibor tampoco se aprecia con claridad la discordancia, debido a las características de los afloramientos, aunque si se pueden reconocer las características litológicas típicas de esta unidad, pese que hasta ahora no habia sido distinguida, CUVELIER et al. (1.982), incluyen estos materiales en la "Bunte serie" (serie coloreada), que como ya hemos dicho es equivalente a varias unidades infrayacentes, aunque principalmente a AS.4.

Su techo no ha sido observado en ningún punto, al estar siempre cubierto por los derrubios de la cuarcita armoricana. Por su trazado cartográfico, no parece presentar una discordancia neta bajo la cuarcita armoricana, siendo a lo sumo, disconforme. La existencia de otra unidad, también discordante sobre el sustrato precámbrico y concordante con la cuarcita armoricana, con distintas características litológicas, de contenido paleontológico, etc., que la unidad C-0, nos hace pensar también en un contacto disconforme bajo el Ordovícico basal.

La unidad comienza, como ya hemos dicho, con pizarras masivas, que contienen algunos tramos con laminaciones paralelas, a medida que se asciende en la serie comienzan a aparecer intercalaciones, primero centimétricas y luego decimétricas, de areniscas. Hacia techo éstas son los términos litológicos dominantes, mientras que las pizarras aparecen como intercalaciones, asimismo empiezan a aparecer conglomerados y microconglomerados cuarcíticos en finos niveles tabulares. En Castañar y Navalvillar de Ibor éstos son los materiales más altos que afloran, sin embargo en Pico Agudo, justo en la cima, aparecen niveles tabulares de granulometría más gruesa, con cantos de cuarcita de hasta 4 cm. de tamaño máximo.

Suponemos que esta unidad C-0 es equivalente a las "detrital beds", LIÑAN et al. (1.984), estos autores sitúan dicha unidad concordantemente sobre las "calcareous beds", aunque por criterios regionales suponen la existencia de un hiato entre ambas. Las dos unidades presentan parecidas características litológicas, ninguna de las dos contiene ejemplares del género *Vendotaenia*, por lo que -- con criterios fitoplanctónico, LIÑAN et al. (op. cit.), no pueden tener edad precámbrica, y ambas contienen icnofauna, aunque escasa *Phycodes pedum*, *Treptichnus sp.* y *Planolites sp.*, también citados por LIÑAN et al. (op. cit.), asimismo nosotros hemos encontrado pequeñas huellas de bioturbación vertical, que de momento no han sido clasificadas.

LIÑAN et al. (1.984), le asignan una edad Cámbrico inferior en función de su aparente continuidad con los materiales infrayacentes y por su contenido paleontológico. Sin embargo, al ser una -- unidad discordante, es más difícil precisar su edad, pues con esa icnofauna ésta podría abarcar desde el Cámbrico inferior al Ordovícico inferior.

En cuanto a su correlación regional en la zona de Ossa-Morena, HERRANZ (1.983, 1.984), cita la existencia de dos unidades terrígenas discordantes sobre Cámbrico inferior, con un esquema similar al que aparece en nuestra área de estudio. La unidad inferior, que sería equivalente, aunque no con las mismas facies, a nuestra unidad C-0, le asigna una edad acotada entre el Cámbrico inferior, sobre el que se apoya discordante y el Ordovícico (Tremadoc s.l.), bajo el cual también aparece con cierta discontinuidad.

4.2.4.b Unidad superior

Es una unidad sobre la que, directamente, no hemos realizado ningún tipo de estudio, más -- que constatar su aparición en distintas zonas. Debido a su aparente continuidad bajo la cuarcita armoricana la hemos cartografiado junto a los demás materiales ordovícicos y silúricos de los núcleos sinclinales del área de estudio.

Está compuesta por alternancias de pizarras grises y pardas y cuarcitas claras, en tramos -- centimétricos a métricos. Aflora en la subida al puerto de Miravete (W. y S. de Casas de Miravete), -- al SE. de Romangordo, N. y NW. de La Calera, también es posible que aflore localmente al norte de Castañar de Ibor, aunque por la escasez de afloramientos y sus características parecidas a la cuarcita --

armoricana, puede no ser esta unidad. Por último, también es posible que aflore al W. de Navezuelas, aunque con facies conglomeráticas algo distintas de las habituales.

Su punto de mejor observación es la subida al puerto de Miravete, donde se situa discordante sobre los materiales precámbricos de la unidad AS.2, asimismo se situa discordante sobre Precámbrico en todos los puntos donde aflora, formando alternancias de terminos pizarrosos y cuarcíticos, estos últimos se hacen más potentes y frecuentes hacia techo, dando paso a la cuarcita armoricana en concordancia aparente. Sin embargo, al ser ésta mucho más extensiva que aquélla, no se puede descartar la existencia de una ligera discontinuidad entre ambas.

Al no haber realizado estudios sobre ella, no hemos encontrado fauna en el área de estudio, sin embargo, hemos observado la presencia de numerosos *Skolithos*, por ejemplo, al NW. de Jaraicejo, - donde adquieren gran desarrollo en materiales fácilmente equiparables a los de esta unidad.

Esta unidad superior podría ser equivalente a la "serie del Estena", SAN JOSE et al. (1.974), aunque con facies algo distintas pues ésta está formada por conglomerados, areniscas y pudingas, que pasan hacia arriba a areniscas con *Skolithos*, debido a su semejante relación con la cuarcita armoricana. SAN JOSE et al. (op. cit.), suponen para la serie del Estena una edad Cámbrico superior-Tremadoc.

También sería equivalente a las "capas intermedias", LOTZE (1.956), posteriormente estudiadas por MORENO et al. (1.976), en los Montes de Toledo, para quienes está formada por conglomerados, semipelitas, psamitas y cuarcitas microconglomeráticas de coloraciones rojo púrpura. En esta unidad - aparecen numerosas pistas de trilobites (tipo *Cruciana*, *Rusophycus*, etc.), cuya edad sería Tremadoc, excluyendo la posibilidad de Cámbrico superior. Edad que posteriormente precisan CAPOTE et al. (1.977), al referirse a estos niveles y asignarles una edad Tremadoc medio-superior.

5. ANALISIS DE FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS

5.1. Introducción

En este capítulo describimos las facies de las distintas unidades litoestratigráficas descritas, así como las distintas asociaciones en las que se pueden agrupar dichas facies, cuya interpreta--ción nos van a permitir caracterizar los diferentes ambientes sedimentarios en los que se generaron -- esas unidades.

El término "facies" lo usamos en el sentido de su definición original por GRESSLY (1883), en ARCHE (1984), para el que el término facies sería el conjunto de características litológicas y faunísti--cas de una unidad estratigráfica que permite distinguirla de las adyacentes. En este mismo sentido ha -- sido y es usada en la actualidad por la mayoría de los autores que trabajan en sedimentología, así REA--DING (1978), define facies en rocas sedimentarias como: "un cuerpo rocoso con características específi--cas, se define en base a color, estratificación, composición, textura, fósiles y estructuras sedimenta--rias".

Las facies sedimentarias son efectos provocados por la actuación de procesos sedimentarios -- (causas dinámicas), sobre el medio sedimentario (causas estáticas), ARCHE (1984). Sin embargo una facies sedimentaria aislada puede indicarnos un único proceso pero que se ha podido generar en varios medios, -- por lo tanto es esencial el estudio de cómo se relacionan entre sí diferentes facies para permitirnos -- una interpretación del ambiente de sedimentación.

En función de lo anterior, se ha realizado el estudio de las facies y de sus asociaciones procurando ser lo más objetivo posible en la definición de ambas. Sólo esporádicamente, la ausencia de -- buenos afloramientos o afloramientos discontinuos, nos han impedido realizar observaciones detalladas, sobre todo a nivel de la extensión lateral de las diferentes facies. Además en el caso de la unidad -- AS.3.b, la intensa dolomitización que ha sufrido ha obliterado totalmente la mayoría de las caracterís--ticas sedimentarias, microscópicas y, de forma local, la recristalización ha borrado estructuras sedi--mentarias importantes para su descripción.

A continuación describiremos las facies presentes en cada unidad, para seguir con la descrip--ción de las diferentes asociaciones reconocidas dentro de esa misma unidad. Las asociaciones se han nu--merado con números romanos la unidad a la que pertenece la asociación, desde el I unidad AS.1, al VII, unidad AS.5, seguido de una letra minúscula, que representa una asociación dentro de la unidad.

La terminología usada en la descripción de las facies es la siguiente: Gw, grauvaca; M, lutita; H, facies heterolíticas; C, conglomerados o microconglomerados; S, grauvacas, litarenitas y sublita--renitas; D, dolomías; B, brechas; P.m., pebbly mudstone; SL niveles eslampizados; m, masivo; g, granocla--sificación; l, laminación paralela (turbiditas); d, textura desorganizada; o, textura organizada; a, es--tratificación cruzada; b, laminación paralela; c, laminación cruzada; l.a. laminación de algas; s, clas--tos terrígenos; dl, clastos dolomíticos; lm. textura laminada; s.c., cicatrices de slumps.

5.2. Unidad AS.1

Todas las facies de esta unidad son terrígenas. Se han reconocido cinco facies que se agrupan en dos asociaciones I.a y I.b.

5.2.1. Descripción de la facies (fig. 70a)

Facies Gw.m. : Grauvacas gris y verde oscuras a negruzcas esporádicamente presentan un moteado rojizo producido por la presencia de clastos carbonatados. Son de grano fino a grueso, siendo éste homogéneo dentro de una misma capa. Forman cuerpos tabulares, de hasta 2 m. potencia con base plana - erosiva, que puede presentar flutes y groove casts. Su techo es siempre plano. Contiene en algunos casos cantos blandos de lutitas negras, con morfologías irregulares, los cuales se pueden acumular formando niveles a distintas alturas dentro de una capa, aunque lo más frecuente es que se dispongan hacia la mitad de ella. Son masivas.

Facies Gw.g. : Grauvacas gris oscuras a negruzcas, en ocasiones verde oscuras, con moteado rojizo producido por la presencia de clastos carbonatados. Son de grano fino a grueso. Forman cuerpos tabulares, con base plana que puede presentar flutes y grooves, y techo plano. Presentan granoclasificación positiva.

Facies Gw.l. : Grauvacas gris oscuras a negruzcas y verde oscuras, pueden presentar un moteado rojizo por la presencia de clastos carbonatados. Son de grano fino a medio con base plana o difusa y techo plano, presentan laminación paralela planar.

Facies H.lm. : Es una facies que esta compuesta por dos términos genéticamente relacionados, por lo que se describen juntas. Son alternancias milimétricas de grauvacas de grano muy fino a fino -- gris claro a pardo, con bases y techos planos y con lutitas gris oscuras a negras, ambas masivas.

Facies M.m. : Lutitas gris oscuras, verde oscuras y negras, que por alteración pueden presentar tonalidades claras, grises, verdes, etc. Son masivas.

5.2.2. Asociaciones de Facies

Las facies descritas anteriormente, se agrupan en dos asociaciones de facies, I.a y I.b.

Asociación I.a. (fig. 71). Está constituida por las facies Gw.g., Gw.l. y M.m.

Las facies Gw.g. se generan por deceleración de flujos turbidíticos de alta densidad (corrientes de turbidez). Concretamente esta facies Gw.g. se origina al producirse, en suspensiones concentradas una deposición muy rápida del sedimento, lo cual provoca que el agua de la suspensión sea fuertemente expelida hacia arriba provocando la fluidificación de la capa y la destrucción de todas las estructuras sedimentarias, de ahí su aspecto masivo o granoclasificado exclusivamente. Las huellas de su base se producen antes del inicio de la sedimentación por erosión de la misma corriente turbidítica. Esta facies representaría la división A de una secuencia de Bouma típica, BOUMA (1962).

La facies Gw.l. también se generan a partir de la deceleración de flujos turbulentos de alta densidad (corrientes turbidíticas). Esta facies Gw.l. representaría el régimen de flujo alto, con desarrollo de lechos planos. En el caso de que esta facies se desarrolle sobre la anterior presenta una base difusa, mientras que se inicia una secuencia su base es neta, representa la división B de la secuencia de Bouma típica, BOUMA (1962).

Finalmente la facies M.m. se originarían también por flujos turbulentos de alta densidad (corrientes turbidíticas), pero ya por decantación, a partir de suspensiones diluidas en la cola de la corriente. Corresponderían al intervalo E de la secuencia de Bouma, BOUMA (1962).

Estas facies se relacionan formando la secuencia Gw.g-Gw.l-M.m. Forman secuencias positivas (fining upward), no canalizadas, cuyo espesor es muy variable, entre 10-150 cm. Con frecuencia no se encuentra la secuencia completa, pudiendo faltar alguno de sus términos. Son normales secuencias del tipo Gw.g-M.m. (fig. 71) y Gw.l-M.m.

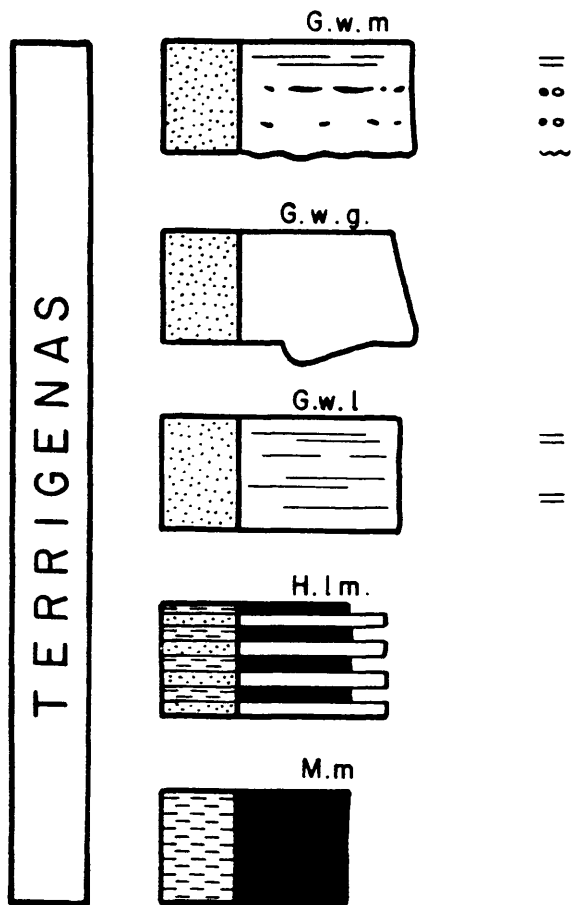


Fig. 70a: Facies de la unidad AS.1.

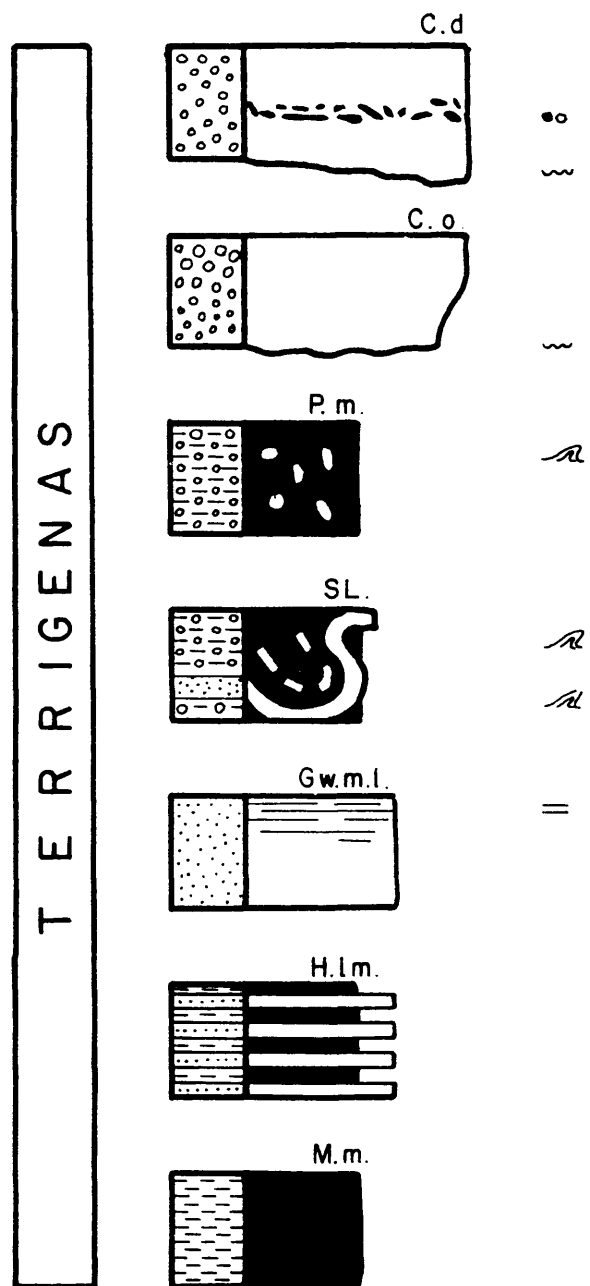


Fig. 70b: Facies de la unidad AS.2.

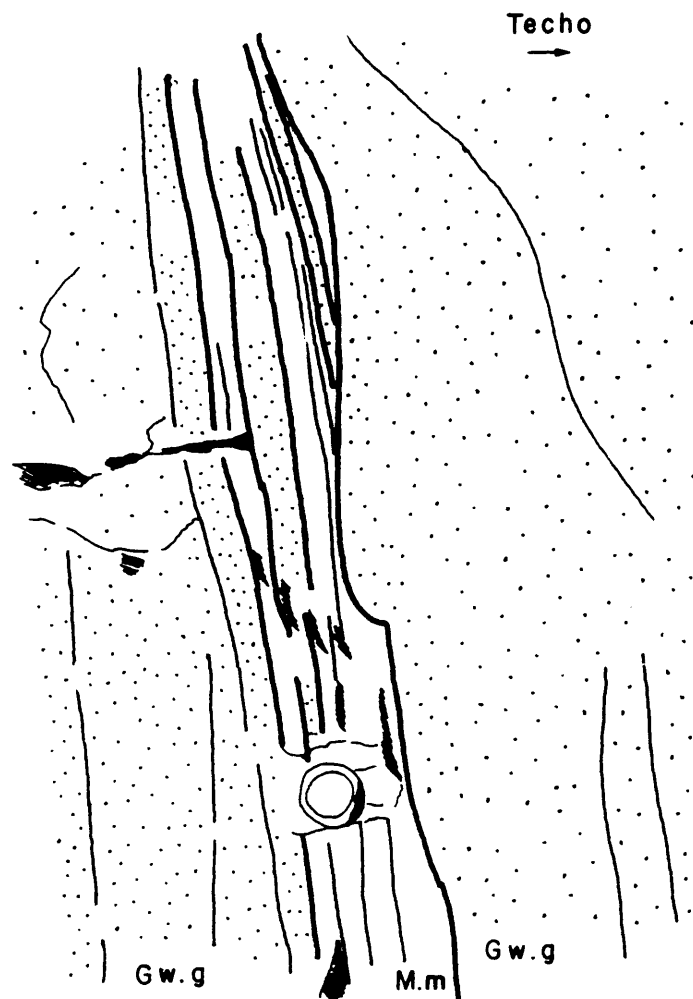


Fig. 71: Asociación I.a, la base de la secuencia superior es erosiva y presenta flutes. Carretera de Retamosa a Roturas. La tapa del objetivo mide 55 mm.

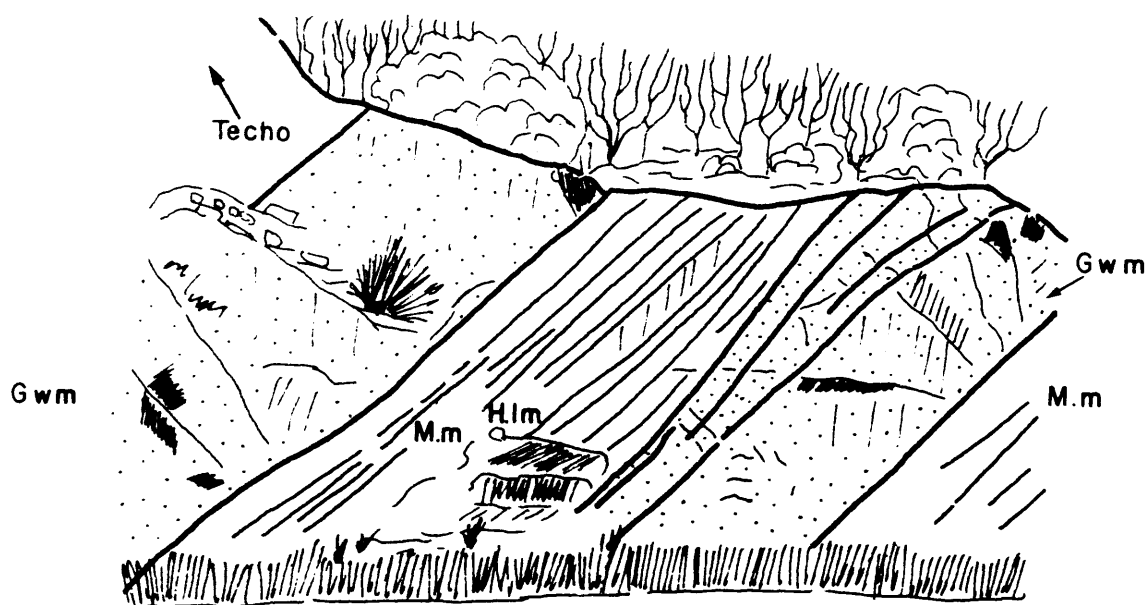


Fig. 72: Asociación I.b, las facies Gw.m. pueden formar secuencias fining upward. Columna carretera Castañar-Robledollano I. El banco grauváquico, a techo, tiene 1 m. de potencia.

Esta asociación I.a., es típica del relleno de abanicos submarinos más o menos profundos, mediante corrientes turbidíticas no canalizadas. El depósito de estas corrientes genera turbiditas "clásicas", que pueden ser descritas mediante la secuencia de Bouma, en nuestro caso la secuencia presente es de tipo Tabe, apareciendo ocasionalmente secuencias Tae y más raramente Tbe, pudiendo agruparse todas ellas dentro de la "facies C", WALKER y MUTTI (1973).

Asociación I.b. (figs. 72 y 73). Está constituida por las facies Gw.m. y M.m.

Estas facies se relacionan formando una secuencia positiva (fining upward), Gw.m.-M.m. no canalizada a escala de afloramiento, su espesor es variable entre 30-200 cm. Es frecuente la no aparición de su término superior, presentandose sucesiones de estratos de la facies Gw.m., con locales amalgamaciones de capas, que presentan tendencias fining upward.

La facies Gw.m. se ha originado a partir de corrientes de alta densidad pero el mecanismo que sostendría el sedimento no sería la turbulencia, sino las interacciones grano a grano ("grain flow") o bien el flujo intergranular (flujos fluidificados). De esta forma el sedimento no presentaría ninguna estructura y no puede ser explicado mediante las divisiones de la secuencia de Bouma. Sería equivalente a las facies B2 de WALKER y MUTTI (1973) y a las areniscas masivas ("massive sandstones") de WALKER --- (1979). En nuestro caso la ausencia generalizada de estructuras de escapes de fluidos ("dish, convolute, etc.), nos inclinan a pensar más en un mecanismo de transporte tipo "grain flow", MIDDLETON y HAMPTON (1976), RUPKE (1978).

La facies M.m. se habrían asignado a partir de suspensiones diluidas en las colas de las corrientes principales que depositarían las facies Gw.m.

La asociación I.b. es típica de abanicos submarinos, se forman por corrientes de tipo "grain flow", el sedimento a que dan lugar no puede ser descrito mediante la secuencia de Bouma. Aparentemente estas corrientes parecen no estar canalizadas, puesto que a la escala de los afloramientos disponibles no se observan canalizaciones, sin embargo, dada su agrupación como conjunto de secuencias, o de facies Gw.m., con tendencias fining upward y el tipo de asociación de facies, suponemos, tal como indican WALKER y MUTTI (1973) y WALKER (1979), que estas podrían ser canalizadas.

Dentro de la unidad AS.1, las facies H.lm. (fig. 72) no presenta ningún tipo de secuencialidad, apareciendo de forma dispersa entre las dos asociaciones de facies anteriormente descritas, aunque presenta una relación más directa con la asociación I.b. Esta facies se interpreta como originada por desbordamientos de pequeña escala del sistema canalizado, con deposición de la lámina gruesa a partir de suspensiones cargadas de sedimentos, mientras que la lámina lutítica lo sería a partir de suspensiones diluidas. NELSON y KULM (1973), en RUPKE (1978), MUTTI (1977), etc..

5.2.3. Interpretación ambiental

A partir de estas dos asociaciones de facies, junto a las facies H.lm., se pueden interpretar todo este conjunto como depósitos de abanico submarino en una zona media y proximal al talud.

La asociación I.a. correspondería a los depósitos de lóbulos en la parte media de un abanico submarino, serían equivalentes a los depósitos de lóbulo, MUTTI (1977), y a los lóbulos de suprafan, WALKER (1979). La gran cantidad de capas que se inician en los intervalos A o B, y la ausencia de intervalos C y D, dentro de las secuencias de Bouma, indicaría la proximalidad de esta asociación WALKER y MUTTI (1973).

La asociación I.b. correspondería a los depósitos de canal en su parte externa, que estarían situados entre la parte media (mid fan) e interna (inner fan) del abanico submarino. WALKER (1979). Corresponderían a los depósitos del sistema distributivo de MUTTI (1979).

En el área estudiada la asociación I.a domina dentro de la unidad AS.1, en el núcleo de los anticlinales, mientras que la I.b. domina en los bordes de aparición de dicha unidad, en el límite con la AS.2. Esta distribución espacial implicaría una progradación del sistema distributivo sobre los lóbulos posicionales.

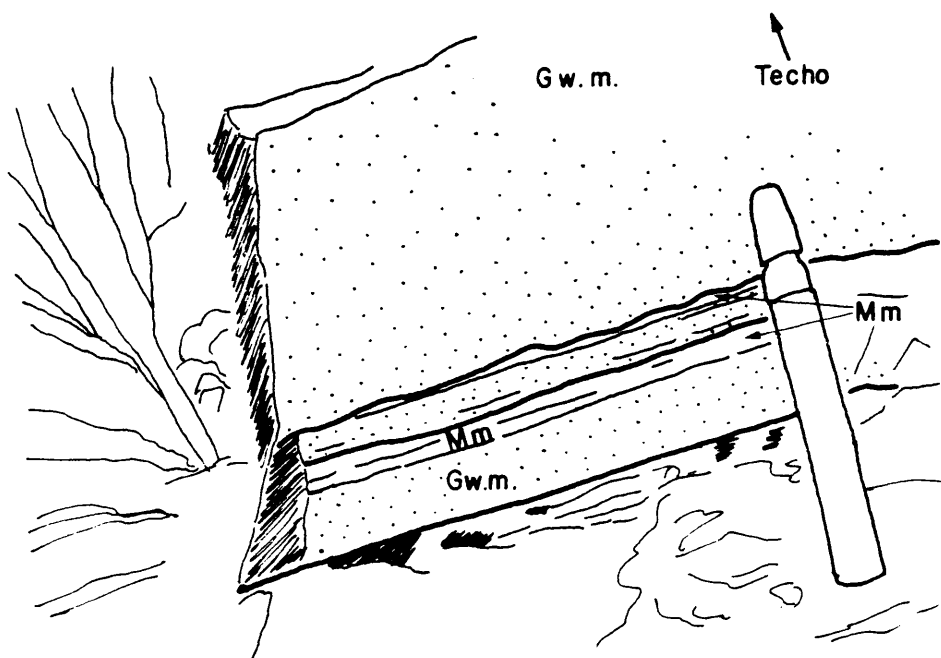
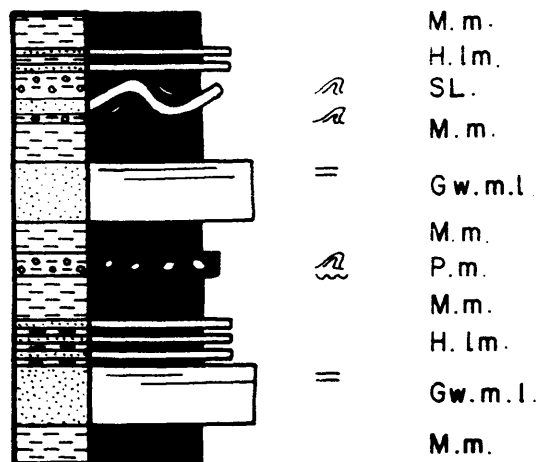
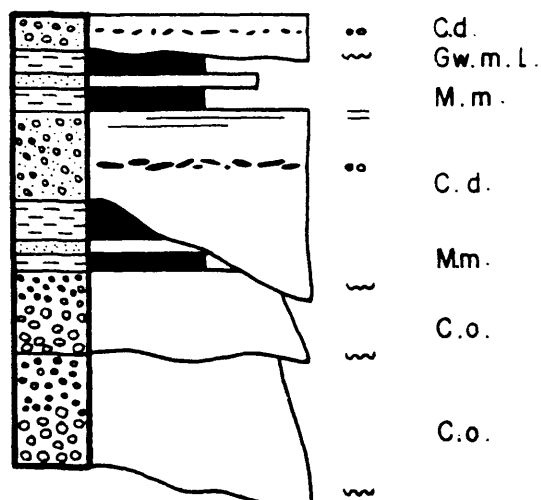


Fig. 73: Asociación I.b, secuencias positivas, la superior con base suavemente erosiva. Columna carretera Castañar-Robledollano I. El rotulador mide 14 cm.



g. 74a: Asociación II.a, unidad AS.2.

Fig. 74b: Asociación II.b, unidad AS.2.

5.3. Unidad AS.2

Todas las facies de esta unidad son terrígenas. Se han reconocido 7 facies, que se agrupan en dos asociaciones II.a y II.b.

5.3.1 Descripción de las facies (fig. 70 b)

Facies C.d.: Conglomerados, microconglomerados cuarcíticos y en ocasiones grauvacas microconglomeráticas, gris a gris verdosas y pardas, los clastos son principalmente de cuarzo, cuarcita y en menores cantidades grauvacas y lúditas. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, localmente, a escala de afloramiento puede ser plana, el techo es plano o irregular. Son granosoportados, masivos, en ocasiones contiene cantos blandos de lutitas negruzcas con formas irregulares que se pueden acumular en niveles preferentemente hacia la mitad o la parte superior de la capa.

Facies C.o. : Conglomerados, microconglomerados y grauvacas microconglomeráticas, con cantos principalmente de cuarzo y cuarcita y en menores cantidades de grauvacas y lúditas. Forman cuerpos lenticulares, con base cóncava, erosiva, aunque localmente a escala de afloramiento la base puede ser plana, el techo es plano, o puede ser en algunos casos difuso. Presentan granoclasificación negativa o negativa-positiva.

Facies P.m. : Conglomerados con matriz lutítica (pebbly mudstone), están compuestos por clastos diversos, aunque la composición es homogénea dentro de una misma capa, los clastos más frecuentes son por un lado cuarzo y cuarcita subredondeados o redondeados y por otro lado grauvacas y lutitas subredondeados a angulosos con formas elipsoidales o irregulares. Forman cuerpos lenticulares con base plana ligeramente irregular, no erosiva y techo convexo, cuando la cantidad de clastos es pequeña estos límites son muy difusos. La cantidad de clastos es muy variable, desde casi ausentes hasta muy frecuentes. Son masivos.

Facies SL. : Grauvacas gris oscuras, de grano fino a grueso, con moteado marrón producido por la presencia de clastos carbonatados y lutitas gris oscuras a negruzcas. Forman tramos totalmente desorganizados, caóticos, que incluyen fragmentos de capas totalmente deformadas en estado semilitificado. Estos niveles eslampizados se sitúan entre capas que no presentan ninguna deformación, por lo que sus límites parecen planos.

Facies Gw.m.l. : Grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso grises claras y oscuras, con moteado rojizo producido por la presencia de clastos carbonatados, pudiendo llegar a ser la proporción de carbonatos muy alta. Forman cuerpos tabulares con base y techo plano. Son o bien masivas o bien presentan laminación paralela planar.

Facies H.lm. : Es una facies que está compuesta por dos términos genéticamente relacionados, por lo que se describen juntos.

Son alternancias milimétricas de grauvacas y lutitas. Las grauvacas son gris claras, de grano fino a muy fino, presentan base plana, o bien con estructuras en llama ("flame structure"), o seudo nódulos; y techo plano. Son masivas o presentan laminación paralela o ripples, algunas capas pueden ser lenticulares aunque de gran extensión lateral. Las lutitas son negruzcas, grises o verde oscuras, su aspecto es masivo.

Facies M.m. : Lutitas grises y verdes oscuras a negras, pueden estar alteradas y presentar distintas tonalidades. Son masivas.

5.3.2. Asociaciones de facies

Las facies de esta unidad se agrupan en dos asociaciones de facies II.a y II.b.

Asociación II.a. (fig. 74a). Está constituida por las facies C.d., C.o., Gw.m.l. y M.m.

Es una asociación canalizada, cuyas facies no presentan ningún tipo de secuencialidad, aunque en conjunto forman megasecuencias positivas (thining y fining upward).

Las facies C.d., son equivalentes a las facies A1 WALKER y MUTTI (1973), se habrían producido por flujos en masa ("mass flow"), donde los clastos al no tener libertad de movimientos producirían estructuras masivas sin ningún tipo de granoclasificación.

Las facies C.o., son comparables a las facies A2 de WALKER y MUTTI (1973), "conglomerados organizados", esta organización se manifiesta por la presencia de granoclasificación. Son transportados por flujos turbulentos WALKER (1979), donde el mecanismo que sustenta los clastos durante el movimiento sería, en parte la turbulencia del fluido, y en parte colisiones entre clastos, mientras que el mecanismo de depósitos es la "congelación" de la masa en movimiento sin rodadura de los clastos, - WALKER (1979).

La facies Gw.m.l., es equivalente a las facies B2 de WALKER y MUTTI (1973), y a las areniscas masivas ("massive sandstones"), WALKER (1979). El mecanismo de transporte sería flujo granular -- ("grain flow"), que haría que el sedimento adquiriera estructura masiva con esporádicas laminaciones paralelas, en facies donde la secuencia de Bouma no es aplicable, RUPKE (1978), HOWELL y NORMARK --- (1982).

Por último, las facies M.m. equivaldrían a las facies G, WALKER y MUTTI (1973), comprende material cuyo mecanismo de depósito no está claro, HOWELL y NORMARK (1982). Se han invocado diferentes mecanismos, así WALKER y MUTTI (1973), indican que podrían generarse a partir de contouritas, de la capa nefeloide ("nepheloid layer"), o por corrientes turbidíticas diluidas. HOWELL y NORMARK (1982), además de los mecanismos anteriores indican que podría tratarse de verdadero material pelágico.

La asociación II.a., fig. 74a, cuyas facies se agrupan formando megasecuencias positivas, - corresponderían al relleno del sistema canalizado de un abanico submarino. Las facies C.o. y C.d. corresponderían al relleno del canal alimentador, mientras que la facies Gw.m.l. corresponde al relleno de canales en la zona braided WALKER (1979). Las facies M.m., se pueden interpretar como depósitos in tercanal, originados posiblemente a partir de corrientes turbidíticas diluidas en función de su contexto, o a deposición de material hemipelágico.

Asociación II.b. (figs. 74b y 75). Está constituida por las facies Pm., SL., Gw.m.l., H.lm. y M.m.

Las facies P.m. se pueden incluir dentro de las facies F, WALKER y MUTTI (1973). Son depósitos que carecen de cualquier estructura interna, tienen mala selección y no son granosoportados. - Son producidas por corrientes de tipo "debris flow", el cuerpo sedimentario se forma al detenerse re pentinamente la masa en movimiento, RUPKE (1978).

La facies SL., niveles eslampizados, también se pueden incluir en las facies F de WALKER y MUTTI (1973). Están compuestos por grupos de capas que aparecen totalmente deformadas y colapsadas, que se sitúan entre capas que están en posición normal. Se producen por movimientos en masa de sedimentos semiconsolidados a lo largo de un plano, el inicio del movimiento se debe a la reducción del esfuerzo de cizalla a lo largo de una serie de planos, RUPKE (1978).

Las facies Gw.m.l., que se pueden incluir en las facies B2 de WALKER y MUTTI (1973), no se pueden explicar mediante la secuencia de Bouma, se producirían por transporte en masa de sedimentos, cuyo mecanismo de soporte sería flujo granular ("grain flow"), RUPKE (1978). Localmente es posible - que actúen otros tipos de procesos, tales como flujos fluidificados, etc., pudiendo una capa sufrir más de un tipo de proceso, COOK et al. (1982).

Las facies H.lm., fig. 75, no tienen un equivalente claro dentro de la división de WALKER y Mutti (1973). Las láminas grauváquicas pueden tener varios orígenes, por un lado, se pueden formar a partir de suspensiones turbidíticas de alta densidad, con desarrollo de secuencias de Bouma tipo - Tce o Tde, o bien a partir de suspensiones turbidíticas diluidas, o a partir de corrientes tractivas

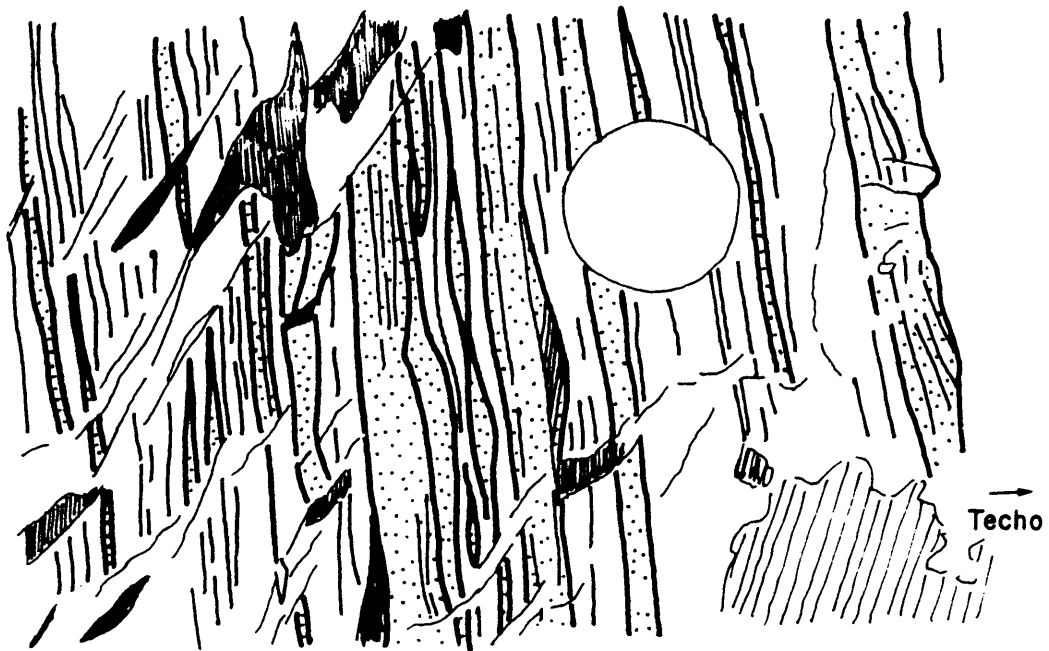


Fig. 75: Asociación II.b, alternancias de lutitas y grauvacas, las cuales pueden presentar ripples. Ambas forman la facies H.lm. que es dominante en ésta asociación. Carretera de Castañar de Ibor a Robledollano. El círculo de escala mide 62 mm.

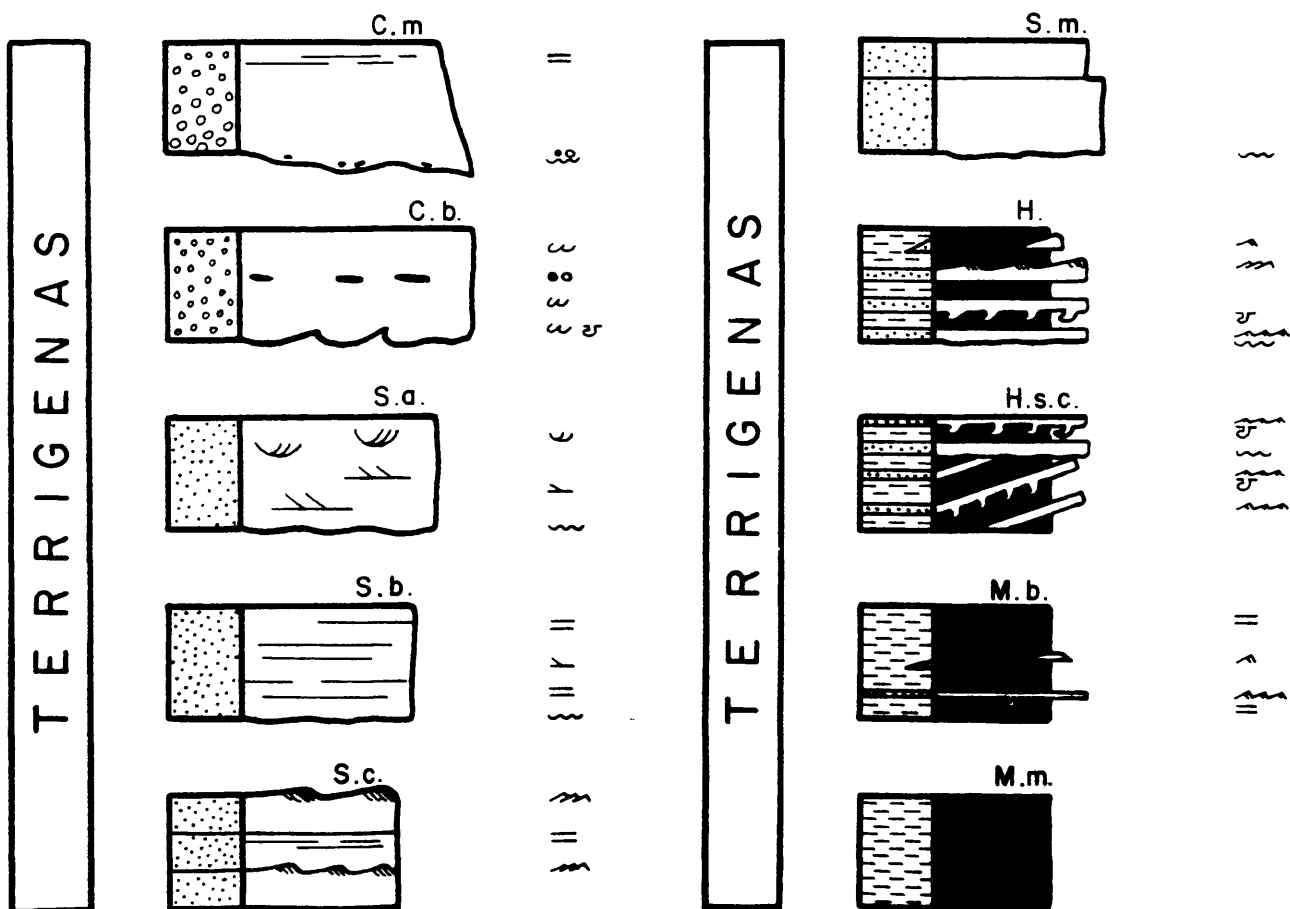


Fig. 76: Facies de la unidad AS.3.a

con transporte de sedimentos por carga de fondo. El intervalo lutítico se produciría por decantación - en los momentos tranquilos.

Por último, la facies M.m. que puede ser equivalente a las facies G de WALKER y MUTTI (1973). cuyo mecanismo de deposición, como ya hemos dicho, no está totalmente claro, HOWELL y NORMARK (1982), - invocándose los mecanismos anteriormente indicados.

La asociación II.b (fig. 74b), cuyas facies no presentan ningún tipo de secuencialidad, correspondería a las etapas finales de relleno de una cuenca submarina, con ausencia casi total de episodios turbidíticos y de niveles canalizados (que corresponden a la asociación II.a.), dentro de este -- contexto pensamos que tanto la facies H. lm., como la M.m., pueden originarse a partir de material hemipelágico, o bien, sin descartarse que algunos niveles puedan deberse a la actuación sobre el sedimento de corrientes oceánicas de fondo, RUPKE (1978).

5.3.3. Interpretación ambiental

Dentro de la unidad AS.2, la asociación dominante es la II.b., mientras que la II.a., sólo - aparece de forma dispersa y preferentemente en la base de la unidad. De esta manera, la asociación II.b. corresponde a facies típicas de talud, WALKER y MUTTI (1973), COOK et al. (1982), etc., mientras que - la asociación II.a. correspondería al relleno de los canales distributarios de un abanico submarino en su parte interna. WALKER y MUTTI (1973), WALKER (1979), etc.. El conjunto de ambas asociaciones representa un sistema de talud y canales alimentadores de un abanico submarino, HOWELL y NORMARK (1982), - que corresponden a sucesivas etapas de progradación de ambientes deposicionales en una cuenca submarina.

5.4. Interpretación de conjunto del Grupo AS.I.

Las dos unidades (AS.1 y AS. 2), que componen el grupo inferior AS.I., forman una megasecuencia que corresponde al relleno de un abanico submarino, pasando desde las facies de lóbulo a las de canales distribuidores (unidad AS. 1), para posteriormente dar paso a las facies de canales principales, que sólo aparecen en áreas restringidas, y de una forma más generalizada a facies de talud (unidad AS.2).

Puesto que no se ha realizado un estudio exhaustivo de la unidad AS.1, desconociéndose el sistema de funcionamiento del sistema turbidítico y dado que, evidentemente, no aflora totalmente el sistema deposicional, no podemos encuadrar los datos obtenidos dentro de cualquiera de los modelos descritos de abanicos submarinos. MUTTI (1979), NORMARK (1978), etc., para ello se necesitaría un estudio más detallado, en este área y en otras donde también aflora con la obtención de la mayor cantidad de datos posible.

Los datos de paleocorrientes que hemos obtenido son escasos. Dentro de la unidad AS.1, se han podido realizar 4 medidas de flutes, que indican aportes desde el SE. hacia el NW., y un tool mark, con dirección NW-SE. En la unidad AS.2, no se han podido realizar medidas de paleocorrientes.

Por otro lado, la distribución de las facies canalizadas en la base de AS.2, podrían usarse como indicadores de aportes, puesto que sus potencias disminuyen de SW. a NE. desde más de 200 m., -- hasta casi desaparecer, así TEJERO (1976), en la base de su formación Retamosa-Cabañas del Castillo, en esa zona, presenta una columna en el arroyo de los Santos, en cuya base se sitúan 200 m. de niveles conglomeráticos, que por su descripción son equivalentes a los de la asociación II.a. Ya en la zona estudiada, esos niveles conglomeráticos, presentan 70 m. de potencia en Navezuelas (columna Navezuelas I, --- fig. 23), 40 m. en el flanco SW. del anticlinal de Ibor (columna carretera Castañar-Robledollano I, --- fig. 40), y 2,5 m. en el flanco NE de dicho anticlinal (columna carretera Castañar-Robledollano II, --- fig. 39), todo lo cual nos indica una relación proximal distal (con todas las limitaciones y precauciones en cuanto a la dirección exacta, al no disponerse de medidas de paleocorrientes), en sentido SW-NE, una tendencia similar ya había sido indicada anteriormente, HERRANZ et al. (1977).

Para precisar todas estas cuestiones es necesario un estudio detallado de estos materiales, -

en esta zona y otras áreas próximas. Sobre todo para conocer exactamente el funcionamiento de todo el sistema deposicional turbidítico, sin olvidar los cambios laterales de facies que se pueden presentar, puesto que si suponemos un sentido más distal hacia el NE (como hemos indicado), podría esperarse que en Valdelacasa, los equivalentes laterales de estas unidades, si aparecen, deben presentar facies de llanura abisal ("basin plain").

5.5. Unidad AS.3.a.

En esta unidad se han reconocido 10 facies que se agrupan formando 3 asociaciones III.a, -- III.b, y III.c.

5.5.1. Descripción de las facies (fig. 76)

Facies C.m. : Microconglomerados, grauvacas microconglomeráticas y en ocasiones conglomerados, grises claros, son granosoportados, los clastos principales son de cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, la matriz es grauvaquica. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, que puede presentar cantos blandos; y techo plano. Son masivos, aunque pueden presentar laminación paralela y esporádicamente granoclasificación positiva.

Facies C.b. : Conglomerados o microconglomerados cuarcíticos, en ocasiones grauvacas microconglomeráticas, grises claras a oscuras. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos con base plana a ligeramente ondulada o irregular; techo plano. Son masivos o presentan laminación paralela planar, pueden contener cantos blandos en distintos puntos de la capa, orientados paralelos a la estratificación, en ocasiones presentan aspecto fluidificado con bases y límites laterales irregulares y difusos, y estructuras en llama.

Facies S.a. : Grauvacas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas e incluso -- microconglomerados, grises claros. Forman cuerpos tabulares a lenticulares, con base plana o cóncava, normalmente erosiva y techo plano. Presentan estratificación cruzada planar y de surco, con frecuencia solo se observa la estructura en algunas zonas, siendo el resto de la capa masivo.

Facies S.b. : Grauvacas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas grises claras. Forman cuerpos tabulares o lenticulares con base plana, ondulada o cóncava, erosiva, localmente no erosiva; techo plano. Presentan laminación paralela o laminación cruzada planar de muy bajo ángulo.

Facies S.c. : Grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso, grises y verdes claras a pardas y ocreas. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos (raros), con base plana, erosiva a no erosiva y techo plano u ondulado por ripples. Presentan laminación cruzada planar y localmente laminación paralela planar.

Facies S.m. : Grauvacas de grano fino a grueso, grises, verdes y ocreas. Forman cuerpos tabulares o lenticulares con base plana, erosiva a no erosiva, o cóncava, erosiva; techo plano. Son masivas.

Facies H. : Es una facies formada por dos términos litológicos genéticamente relacionados, por lo que se describen juntos. Son alternancias milimétricas, en ocasiones centimétricas, de grauvacas de grano fino a muy fino, grises y verdes con base plana, erosiva a no erosiva, con huellas de carga y techo plano u ondulado por ripples. Son masivas o bien presentan laminación paralela o cruzada planar. Estos niveles grauvaquicos pueden ser lenticulares (estratificación lenticular); con lutitas de tonalidades diversas, lo que origina una laminación paralela.

Facies H.s.c. : Es una facies formada por dos términos litológicos genéticamente relacionados, por lo que se describen juntos. Son alternancias centimétricas de grauvacas de grano fino a grueso, en ocasiones microconglomeráticas, grises claras, con base plana, erosiva a no erosiva y huellas de carga y escapes de fluidos; techo plano, son masivas, o en ocasiones presentan laminación paralela y cruzada ---

planar, y cantos blandos de lutitas negras. Alguna capa puede presentar aspecto totalmente fluidificado con límites laterales difusos; con lutitas gris oscuras, masivas o bien con láminas más finas de lutitas negras. Se caracterizan por suaves cortes angulares entre diversos grupos de laminas, formando cicatrices de slumps (slump scars), con un ángulo muy bajo y cuya superficie a escala de afloramiento es plana.

Facies M.b. : Lutitas grises y verdes, claras y oscuras, que pueden presentar tonalidades diversas por alteración. Presentan laminación paralela, y en ocasiones contienen finas láminas milimétricas de grauvacas gris claras de grano muy fino con base y techos planos que pueden ser lenticulares.

Facies M.m. ; Lutitas grises a verdes, claras y oscuras, que pueden presentar diversas tonalidades por alteración. Son masivas.

5.5.2. Asociaciones de Facies

Las facies de esta unidad se agrupan formando 3 asociaciones, dos no canalizadas III.a y III.c y una canalizada, III. b.

Asociación III.a. (fig. 77). Está constituida por las siguientes facies: Facies Sb., S.c., -- S.m., H. y M.b.

La facies S.b. corresponden a lechos planos desarrollados en regimen de flujo alto, el material tamaño arena se depositaría como carga de fondo. El sedimento se movería con forma de mantos ("sheet flood"), o bien por unas zonas dominantes, canalizadas. Corresponderían a condiciones de alta energía.

La facies S.c. se originaría a partir de corrientes tractivas, con transporte de sedimentos -- por carga de fondo. El material se movería en forma de mantos ("sheet flood"), en regimen de flujo bajo con formación de ripples. En ocasiones pueden representar un tránsito de condiciones de flujo alto con lechos planos que desarrollan laminación paralela planar en la base de la capa, a condiciones de flujo bajo con ripples en la parte alta de la capa. Corresponderían a condiciones de media (alta) energía.

La facies S.m., se originan por material que se mueve en forma de manto ("sheet flood"), o -- bien por zonas preferenciales canalizadas. La ausencia de estructuras que no se puede determinar si es primaria o postsedimentaria nos impide conocer el mecanismo exacto de sedimentación. Se podrían deber a deposición a partir de corrientes de alta densidad, por lo que equivaldría a facies tipo B2, WALKER y -- MUTTI (1973), o al intervalo A de una secuencia de Bouma. Sin embargo, es frecuente que otras facies -- presenten estructuras en alguna parte de la capa y el resto sea masivo, lo que indicaría que la desaparición de las estructuras sería postsedimentaria, en este caso las facies S.m. de podrían haber origina do por corrientes tractivas con transporte de sedimentos por carga de fondo y serían equivalentes a las facies S.b. y S.c. en cuanto a interpretación.

La facies H. se origina por alternancias de periodos energéticos y no energéticos. En los periodos energéticos se producen las láminas grauváquicas que se formarían por migración de ripples con mo derado o escaso aporte de material tamaño arena, en este último caso se formarían lenticulas (estratificación lenticular), las láminas masivas o con laminación paralela se habrían originado a partir de la de posición de material en suspensión. Las láminas lutíticas se formarían por decantación en los momentos -- no energéticos.

Por último las facies M.b. se formarían por decantación en periodos tranquilos. Las láminas y lenticulas grauváquicas corresponderían a incursiones arenosas en forma de mantos, con escaso aporte de material tamaño arena y se formarían principalmente por decantación.

La asociación III.a, cuyas facies no presentan ningún tipo de secuencialidad, reflejaría ambientes de plataforma siliciclástica abierta de baja energía, donde las facies S.b., S.m. y en menor -- medida S.c. representan momentos de energía muy alta con mucho sedimento disponible, JOHNSON (1978), --

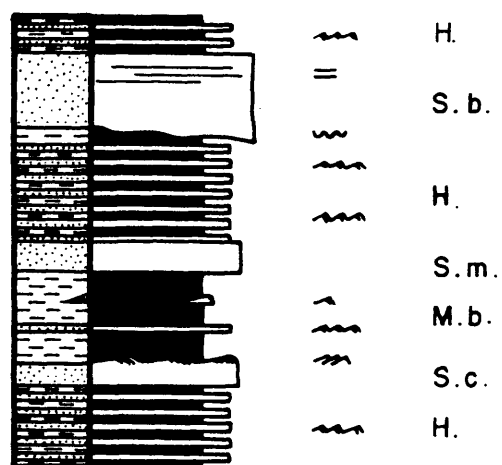


Fig. 77: Asociación III.a, unidad AS.3.a.

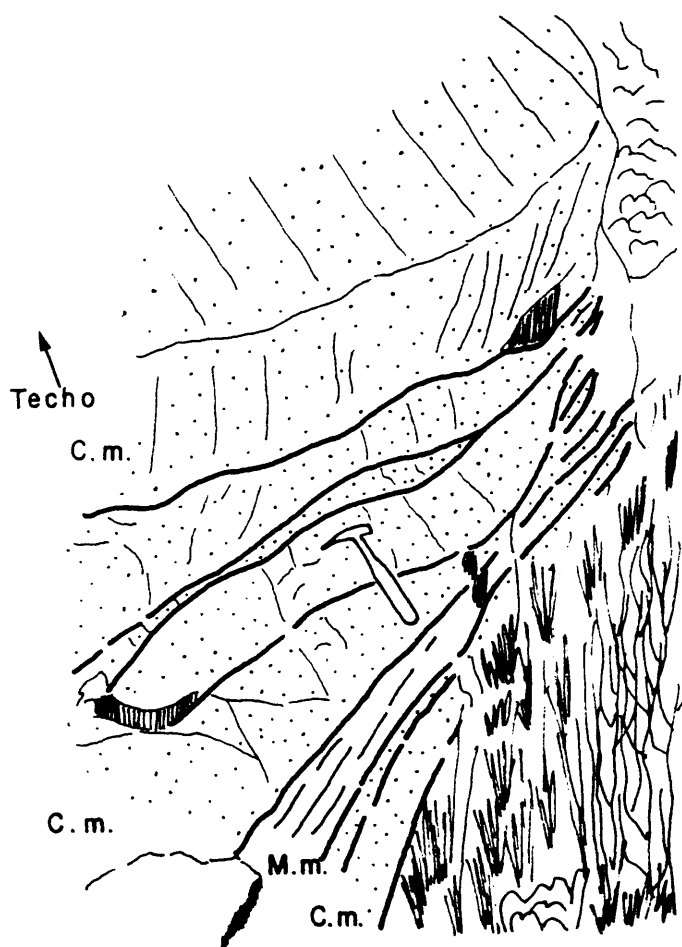


Fig. 78: Asociación III.b, secuencia canalizada en la base de AS.3.a. Proximidades, hacia el sur, de la — Pista Militar, W. de Guadalupe.

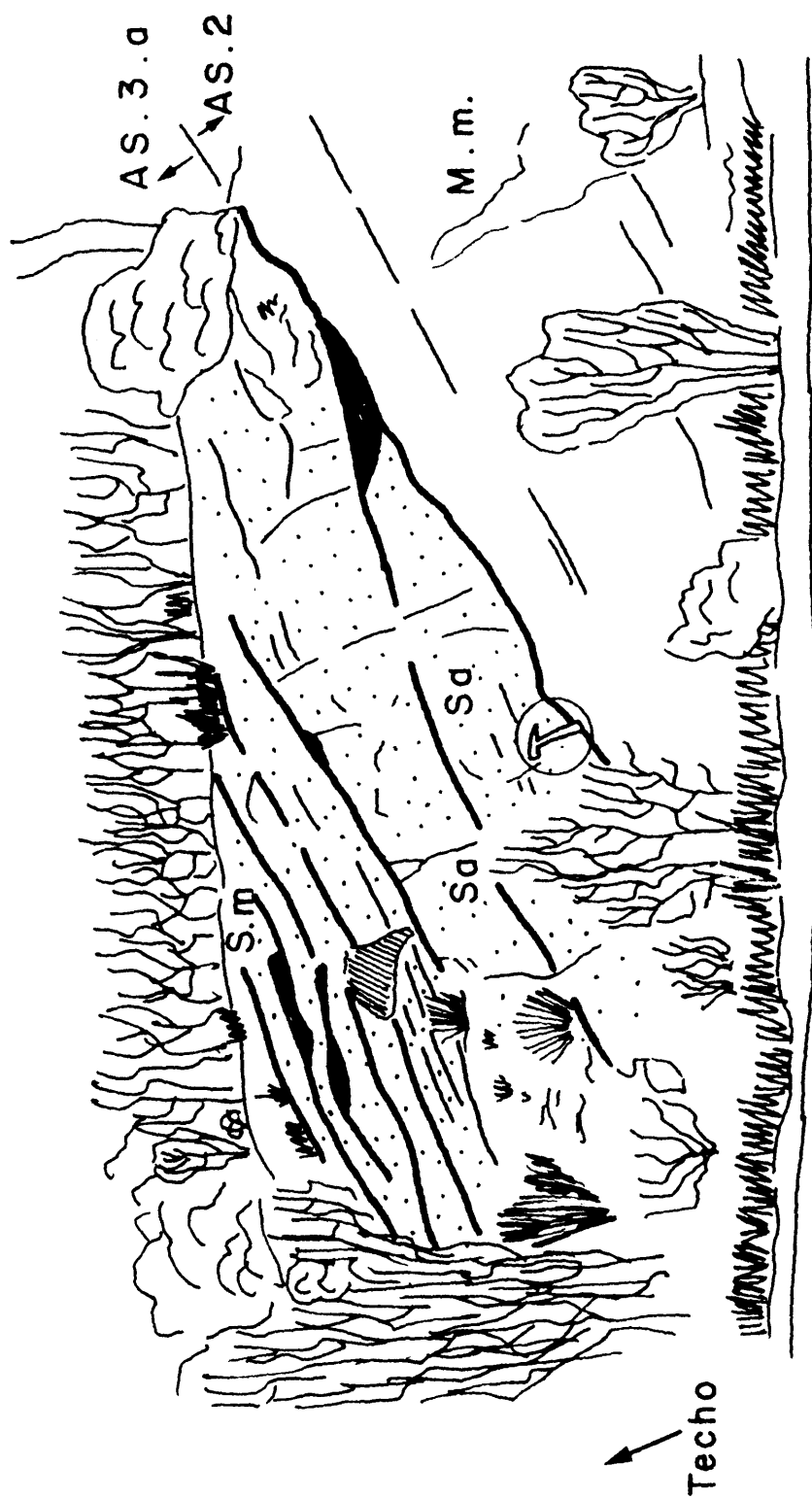


Fig. 79: Asociación III.b, Secuencia canalizada en la base de AS.3.a. Columna carretera de Castañar a Navavillar. El martillo mide 32,5 cm.

mientras que las facies H. y M.b. representan o bien depósitos más distales o bien condiciones de menor energía, JOHNSON (1978).

No se puede descartar que esta asociación III.a, represente las partes más distales de un sistema deltaico con características parecidas a las que han sido descritas por ELLIOT (1.978) y COLEMAN (1976). En este caso las facies H. representarían los depósitos de frente deltaico, donde las láminas gruesas procederían de aportes esporádicos del sistema deltaico, la facies M.b. correspondería a facies de plataforma, originadas posiblemente también a partir de aportes del sistema deltaico. -- ("mud-blanket"). McCAYE (1972), por último las facies S.b., S.m. y S.c. se producirían por retrabajamiento del frente deltaico por tormentas, oleaje o corrientes, y posterior deposición en la plataforma en forma de mantos de arena ("sheet flood"), o canales, BANKS (1973).

Asociación III.b. (figs. 78 y 79). Está compuesta por las facies C.m., S.a., S.b., S.m., M.b. y M.m.

La facies C.m. se originaría por corrientes tractivas de muy alta energía, el régimen de flujo sería alto con formación de lechos planos, el sedimento se transportaría como carga de fondo y localmente en suspensión, la disminución de la velocidad de la corriente produciría la sedimentación del material en suspensión (granoclasificación).

La facies S.a. se formaría por corrientes tractivas de alta energía, por migración de megaripples de crestas rectas o sinuosas y dunas, el sedimento sería transportado como carga de fondo.

La facies S.b. se producirían por corrientes tractivas de alta energía, que en régimen de flujo alto producirían lechos planos, el material se depositaría como carga de fondo, aunque podría haber sido introducido en suspensión.

La facies S.m. pese a que no presenta ningún tipo de estructura, dada su asociación con las facies anteriores, se puede suponer que se producen por corrientes tractivas con transporte de sedimentos en carga de fondo.

La facies M.b. se formarían por decantación en periodos tranquilos, las láminas lenticulares grauváquicas corresponderían a incursiones arenosas, probablemente debido a fenómenos de desbordamiento y se depositarían principalmente por decantación.

La facies M.m. se generarían por decantación de material en suspensión en periodos tranquilos.

Las facies de la asociación III.b. se agrupan formando secuencias positivas (fining upward), con la sucesión C.m.-S.b.-S.a.-S.m.-M.b.-M.m., pudiendo estar ausente alguno de los términos siendo frecuentes secuencias del tipo C.m.-S.b.-M.m. (fig. 78) o bien S.a.-S.m.-M.m. (fig. 79). Presentan unas potencias variables entre 2 y 6 m. Todas ellas representan rellenos de canales por corrientes tractivas con disminución del régimen de flujo (facies C.m., S.a., S.b. y S.m.). Las facies M.b. y M.m. representan la fase de acreción vertical, en las etapas de abandono del canal, con locales episodios de depósitos de desbordamientos, originados por otros canales activos.

Asociación III.c. (figs. 80 y 81). Está compuesta por las facies C.b., H.s.c., S.m. y M.m.

La facies C.b. se producirían por corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo alto lo que produciría lechos planos, el material se deposita como carga de fondo aunque puede haber sido transportado en suspensión. Posteriormente reorganizaciones internas del sedimento en estado semiconsolidado podrían provocar la fluidificación del material que produciría la destrucción de su ordenamiento interno y la aparición de una fábrica caótica. Si la sedimentación es muy rápida esto podría verse acompañado con estructuras de carga en la base de la capa e inyección de material fino ("flame structure").

La facies S.m. se originarían a partir de deposición por corrientes de velocidad decreciente -

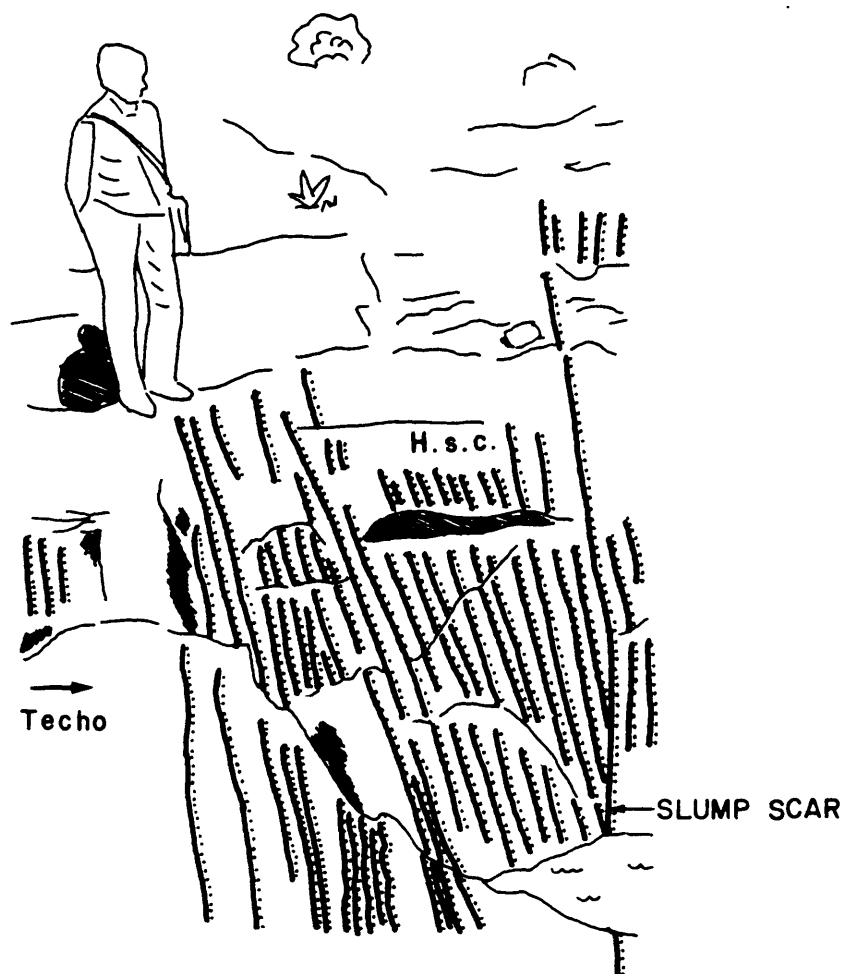


Fig. 80: Asociación III.c, Facies H.s.c. dominantes dentro de ésta asociación. Presenta suaves superficies erosivas, a techo, atribuidas a cicatrices de --- slumps. Columna del Puente de Almaraz.

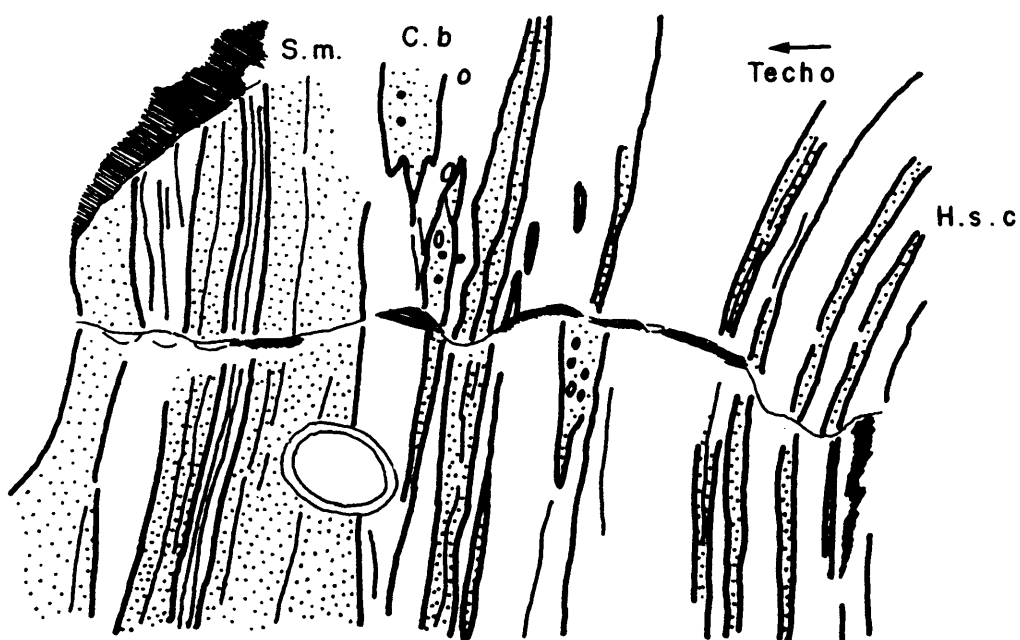


Fig. 81: Asociación III.c, detalle de la asociación en el mismo punto que la figura anterior. Las deformaciones laterales se deben a la fotografía. La tapa del objetivo mide 55 mm.

que transportarían el material en suspensión.

La facies H.s.c. se originaría por alternancia de periodos energéticos a partir de corrientes de velocidad decreciente que transportarían el material en suspensión, o bien generarían ripples en regimen de flujo bajo. Una tasa alta de sedimentación provocaría inversión de densidades entre el material lutítico infrayacente (más poroso), y la lámina grauváquica lo que provocaría escapes de fluidos (estructuras en llama). Las láminas lutíticas se generarían en periodos tranquilos por decantación del material fino en suspensión. Esporádicamente se producirían deslizamientos de parte de la masa de sedimentos laminados semiconsolidados debido a la reducción del esfuerzo de cizalla a lo largo de unos planos determinados, que representarían la "cabeza" de niveles eslumpizados, los planos basales se denominan "slump scar", (cicatrices de slump), LAIRD (1968), CLARI y GHIBAUDO (1979).

Finalmente la facies M.m. refleja episodios tranquilos con ausencia de aportes de material detrítico grueso y decantación del material fino en suspensión.

La asociación III.c. fig. 81, cuyas facies no presentan ningún tipo de secuencialidad representan la parte externa de plataformas siliciclásticas de baja energía, donde el material sería aportado por tormentas, oleaje, etc., en forma de material en suspensión. La existencia de cicatrices de slump, (fig. 80) indicaría medios de talud, COOK et al. (1982), que podrían ser más característicos de la parte superior del talud, RUPKE (1978). La presencia de facies M.m. indicarían la existencia de grandes episodios tranquilos como correspondería a la parte externa de la plataforma.

En resumen esta asociación III.c., representa la parte superior del talud así como la plataforma externa.

5.5.3. Interpretación ambiental

En esta unidad la asociación de facies ampliamente dominante es la III.a., mientras que la asociación III.b., no se desarrolla en toda el área estudiada, localizándose principalmente en la base de la unidad, por último, la asociación III.c. solo ha sido identificada en un punto concreto (puente de Almaraz), en la base de la unidad.

En conjunto esta unidad la interpretamos como depositada en una plataforma siliciclástica de baja energía, (asociación III.a.). Su parte basal representaría el transito de medios de talud a dicha plataforma (asociación III.c.).

Los niveles canalizados (asociación III.b.), son dominantes en la base de la unidad, de hecho forman esta en numerosos puntos y nos han servido como criterio para separar AS.3.a de AS.2, su distribución de espesores presenta su máxima potencia en Navezuelas, disminuyendo de forma generalizada y en sentido radial en todas las direcciones, hacia el NW., N. y NE., fig. 82, con zonas donde no existen niveles canalizados. Hay que destacar también, que en la zona donde presentan mayor espesor aparecen los materiales con mayor tamaño de grano, las secuencias son dominadas por los términos de mayor energía y contienen pocos intervalos lutíticos con secuencias del tipo C.m.-S.b.-M.m., mientras que en las demás áreas, con menor potencia de la unidad, aparecen secuencias del tipo S.a.-S.m.-M.m., fig. 83. En la parte media y alta de la unidad, la asociación tiene un escaso desarrollo.

Con esta distribución de espesores y de facies, suponemos que los niveles canalizados estarían relacionados con un área puntual próxima, bien fluvial o fluvio-deltaica, a partir de la cual se habrían derivado los materiales que forman el sistema canalizado. Este, que presenta una disminución de energía desde Navezuelas hacia el NW., N. y NE., presentando sus facies más proximales en Navezuelas y las facies más distales en el resto del área estudiada, no nos es posible asimilarlo totalmente a un sistema deltaico, sería el área fuente local de aportes hacia la plataforma, aunque en el, debido a la dinámica de esta (baja energía), quedarían atrapados los materiales de granulometría más gruesa pasando hacia la plataforma solo tamaños de grano finos, aunque esporádicamente existirían aportes de grano

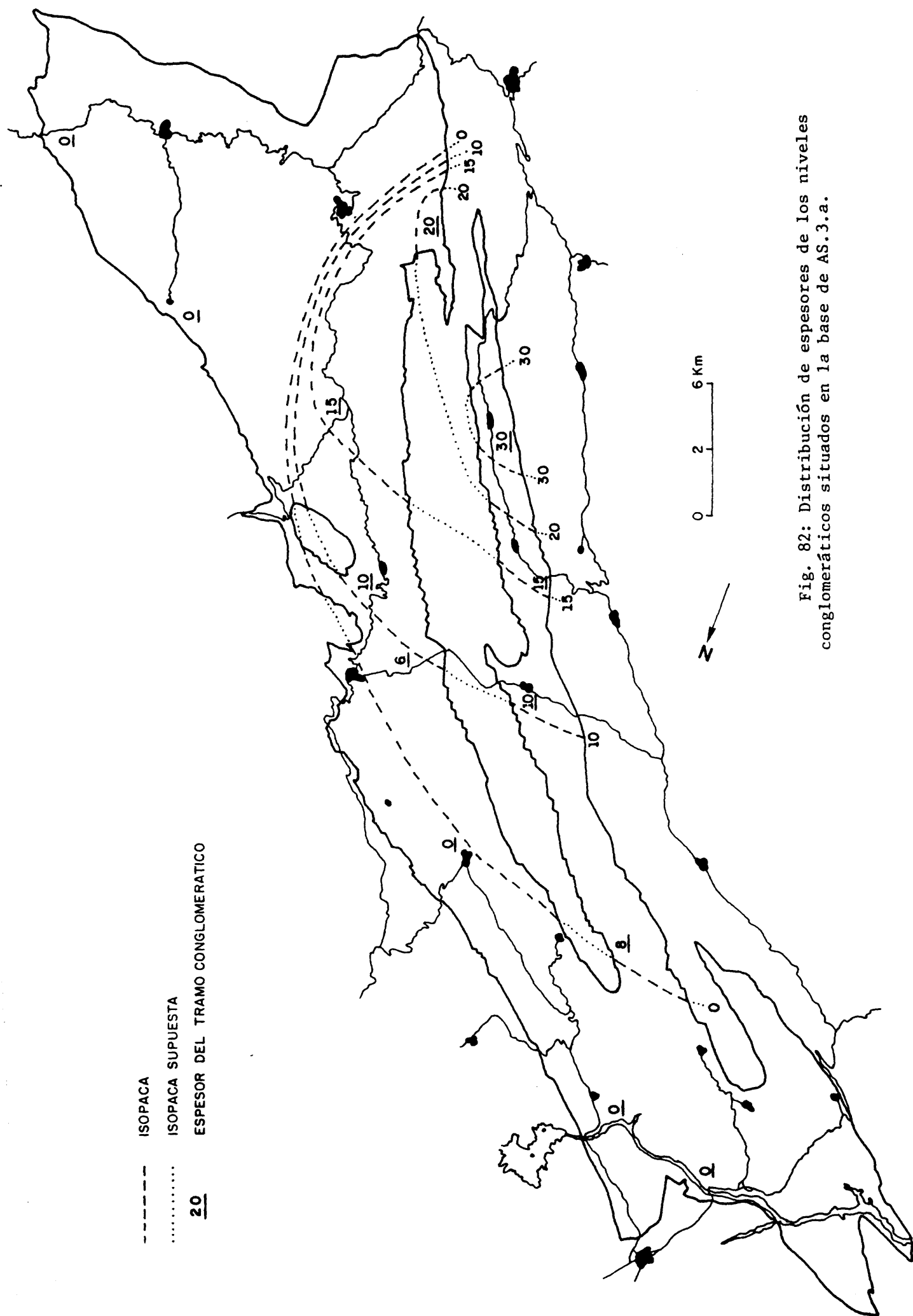


Fig. 82: Distribución de espesores de los niveles conglomeráticos situados en la base de AS.3.a.

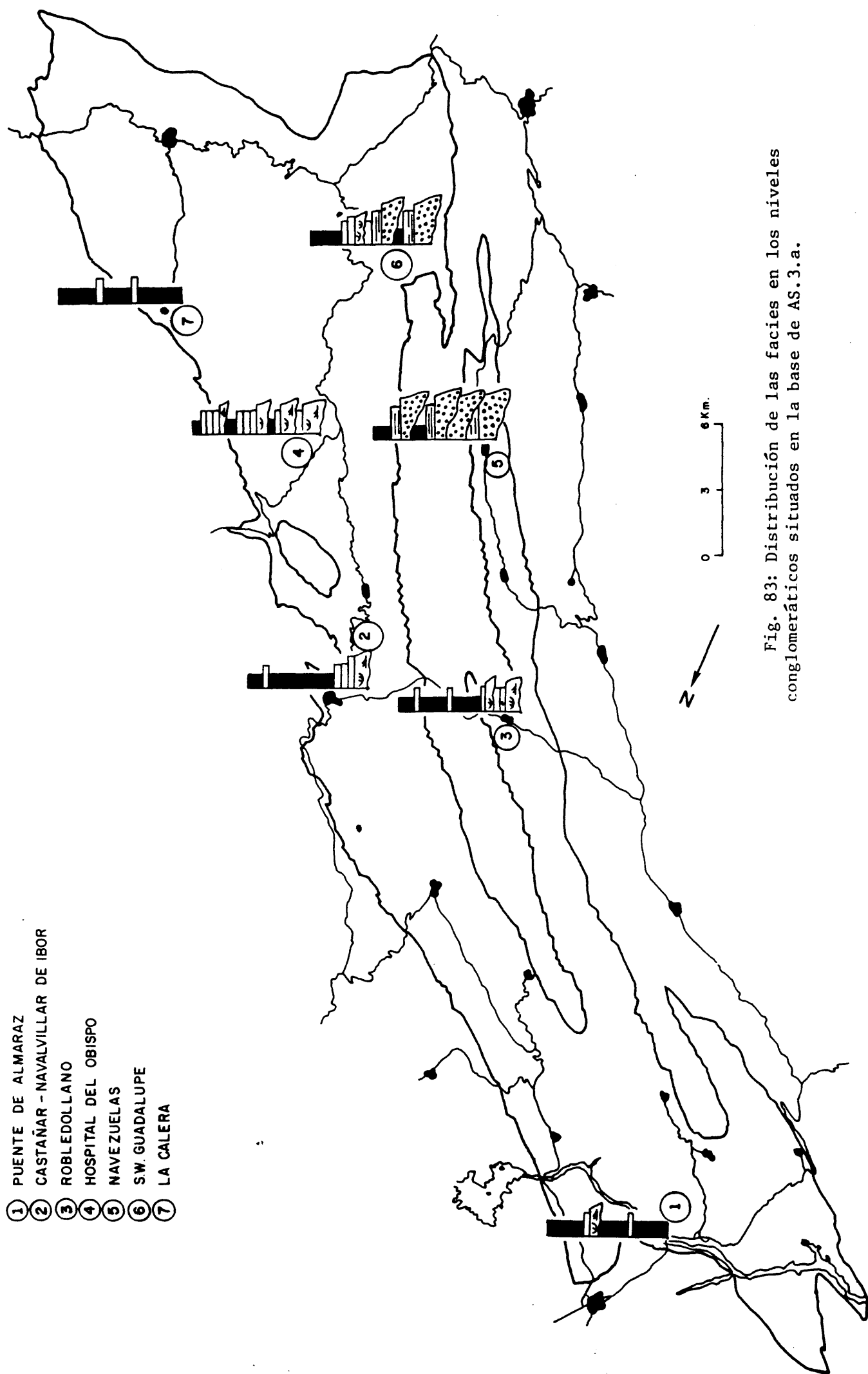


Fig. 83: Distribución de las facies en los niveles conglomeráticos situados en la base de AS.3.a.

grueso, bien directamente desde el sistema canalizado, o bien retrabajados por corrientes, oleaje y/o tormentas, a partir de estos materiales; dando lugar a la asociación III.a. que como ya hemos dicho puede ser interpretada como depósitos de plataforma o depósitos distales de un sistema deltaico (frente - deltaico).

En esta unidad solo se han podido tomar medidas de paleocorrientes en un punto (carretera - de Castañar a Navalvillar de Ibor, Km. 30), situado en los niveles conglomeráticos basales. En ese mismo punto HOFGES et al. (1982), indican la existencia de direcciones de paleocorrientes con aportes desde el SW. hacia el NE., que sería concordante con los datos anteriores. Sin embargo, nuestras propias medidas indican direcciones de aporte desde el N. hacia el S., aunque solo se han podido realizar dos medidas, con estos datos suponemos que las paleocorrientes hacia el NE. pueden ser la dirección de --- aportes, mientras que las direcciones hacia el S., serían retoques dentro de la plataforma. Sin embargo, lo escaso de los datos nos impiden una interpretación detallada hasta que se puedan realizar más - medidas, si ello es posible.

En la parte media y alta de la unidad, domina la asociación III.a., teniendo un desarrollo es caso y esporádico la asociación III.b. Esto representa, junto a la posible desaparición del foco de --- aportes, una extensión de las condiciones de plataforma a áreas más amplia, siendo posible que esta - extensión provoque la desaparición, por retroceso, del foco de aportes (transgresión?). Los esporádicos canales que aparecen se pueden interpretar, o bien como episodios distales de ese área puntual -- ahora más alejada, que solo llegarían de forma esporádica a la plataforma, o bien como canales excavados por episodios energéticos tormentosos, con posterior relleno en la fase de desvanecimiento de la - tormenta, BANKS (1973).

5.6. Unidad AS.3.b.

En esta unidad se han reconocido 12 facies, 3 de ellas dolomíticas, 3 mixtas, dolomítico-ter^rígenas y 3 terrígenas, que se agrupan en 7 tipos de asociaciones de facies desde la IV.a, hasta la IV.g.

5.6.1 Descripción de las facies

5.6.1.a. Descripción de las facies dolomíticas (fig. 84a).

Facies D.l.a. : Dolomías micro a macrocristalinas, con cuarzo disperso, son grises claras, -- amarillentas a pardas, en ocasiones ankeríticas, con tonos marrones o achocolatados. Forman cuerpos tabulares centí a decimétricos, e incluso métricos, con bases planas, no erosivas; y techos planos, en -- ocasiones ligeramente irregulares. Presentan laminación paralela planar, irregular, lateralmente muy -- continua a discontinua, que en ocasiones forma estructuras monticulares. Esta laminación está constituida por alternancias de láminas grises, micro a macrocristalinas, ricas en materia orgánica y pobres en terrígenos, en las que se puede apreciar una microlaminación interna muy irregular; con láminas amarillentas mesocristalinas sin materia orgánica, con terrígenos y masivas.

Facies D.m. : Dolomías micro a macrocristalinas con cuarzo disperso, grises claras a oscuras. Forman cuerpos tabulares decimétricos a métricos con base plana erosiva o no erosiva y techos planos, en ocasiones tanto base como techo pueden ser algo irregulares. En áreas extensas pueden ser ankeríticas, marrones o achocolatadas, macrocristalinas, con base plana y techo con morfologías monticulares. Son masivas.

Facies B. dl. : Brechas dolomíticas compuestas por un amasijo de láminas dolomíticas, empastadas en una matriz dolomítica. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva y techo plano. Son masivos.

5.6.1.b. Descripción facies mixtas (fig. 84b).

Facies D.S. : Dolomías arenosas grises claras a oscuras. Forman cuerpos tabulares o lenticulares con base plana o cóncava, erosiva a no erosiva, y techo plano. Presentan laminación paralela, es

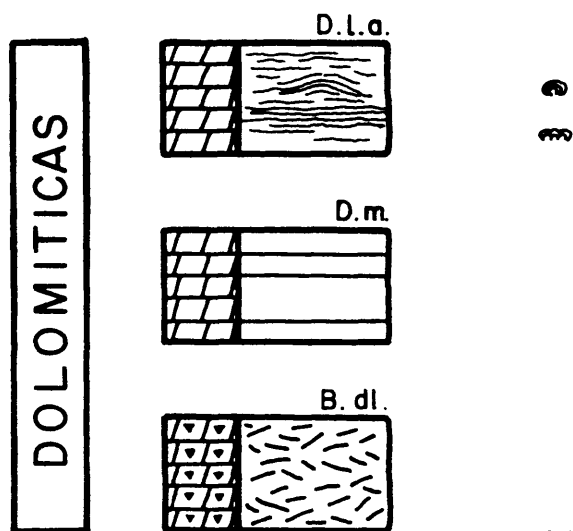


Fig. 84a: Facies dolomíticas de la unidad AS.3.b.

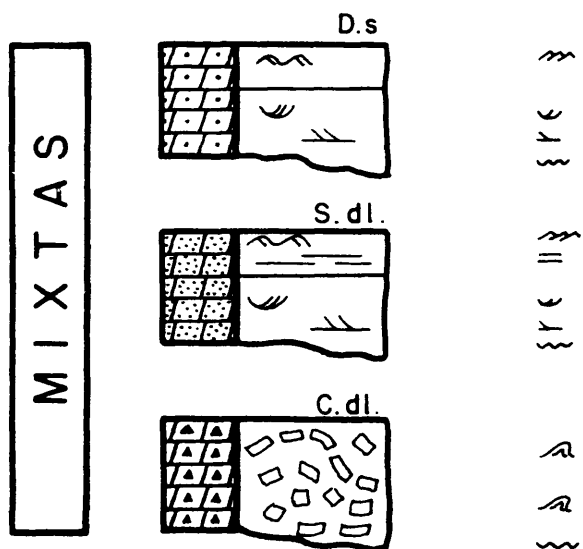


Fig. 84b: Facies terrígenas de la unidad AS.3.b.

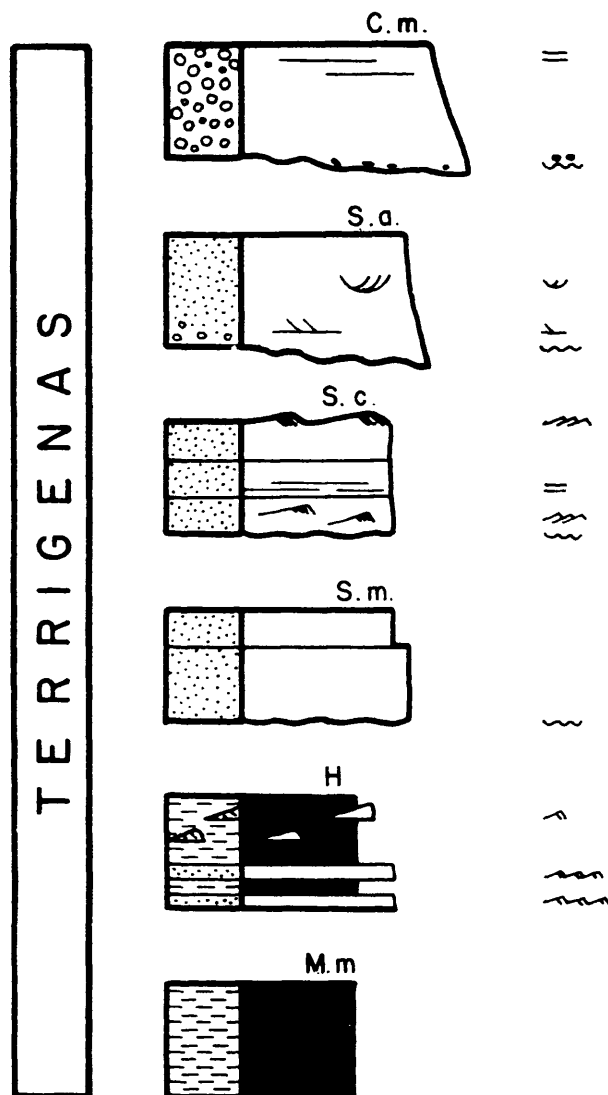


Fig. 84c: Facies mixtas de la unidad AS.3.b.



tratificación cruzada planar y de surco; y localmente laminación convoluta, ripples de oleaje (simétricos). Ocasionalmente estas facies pueden formar pequeños niveles eslampizados.

Facies S. dl. : Areniscas dolomíticas, gris oscuras a gris claras. Forman cuerpos tabulares y lenticulares centi a decimétricos con base plana o cóncava, erosiva a no erosiva y techo plano. Presentan estratificación cruzada de surco y planar, laminación paralela o cruzada, ripples de oscilación y superficies de reactivación de pequeño tamaño.

Facies C. dl. : Brechas y conglomerados dolomíticos, con matriz dolomítico-arenosa o arenisco-sa-dolomítica, los clastos son angulosos con formas rectangulares o cuadrangulares. Forman cuerpos lenticulares con base erosiva y techo plano. Son masivos.

5.6.1.c. Descripción facies terrígenas (fig. 84c).

Facies C.m. : Microconglomerados cuarcíticos, en ocasiones son grauvacas microconglomeráticas, grises y pardos, granosoportados, con matriz grauváquica. Forman cuerpos tabulares o lenticulares, centi a decimétricos e incluso métricos, con base plana a cóncava, erosiva y techo plano. Presentan cantos blandos en la base y laminación paralela planar u ondulada, en ocasiones son masivas.

Facies S.a. : Grauvacas de grano grueso a muy grueso, en ocasiones microconglomeráticas, grises y pardos. Forman cuerpos tabulares o lenticulares con base plana o cóncava, erosiva a no erosiva y techo plano. Presentan estratificación cruzada planar o de surco, con frecuencia difusa.

Facies S.c. : Grauvacas de grano medio a fino, grises, pardas, ocre o verdosas. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva y techo plano u ondulado por ripples. Presentan laminación cruzada planar y de surco, en ocasiones laminaciones paralelas y finas - intercalaciones lutíticas de pequeño tamaño (estratificación flaser).

Facies S.m. : Grauvacas de grano grueso a fino, grises, pardas, ocre y verdes. Forman cuerpos tabulares, centi a decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva y techo plano. Son masivos.

Facies H. : Es una facies formada por dos términos litológicos genéticamente relacionados, por lo que se describen juntos. Son alternancias milimétricas a centimétricas de láminas grauváquicas de grano fino a medio, en ocasiones areniscas dolomíticas grises claras a pardas, con base plana, erosiva a no erosiva y techo plano. Son masivas, en ocasiones pueden ser lenticulares, (estratificación lenticular); con lutitas grises, verdes y ocre, masivas o con laminación paralela.

Facies M.m. : Lutitas grises oscuras a verdes y pardas, que pueden estar alteradas y presentar diversas tonalidades. Forman tramos, que pueden ser muy potentes, con bases y techos planos. Son masivas o con esporádicas estratificaciones lenticulares. Ocasionalmente pueden contener material dolomítico formando niveles de calcoesquistos y rara vez presentan bioturbación horizontal.

5.6.2. Asociaciones de facies

Las facies de la unidad AS.3.b., se agrupan formando 7 tipos de asociaciones de facies, dos de ellas canalizadas: IV.a, que es mixta terrígeno-carbonatada y IV.b, terrígena; y cinco no canalizadas: una exclusivamente terrígena IV.c; tres mixtas IV.d, IV.f y IV.g y una dolomítica IV.e.

Asociación IV.a. (figs. 85, 86 y 87): Está constituida por las facies D.s., S.dl., D.l.a. y M.m.

La facies D.S. y la facies S.dl. se formarían por corrientes tractivas de alta energía, por migración de megaripples de cresta sinuosa o plana, el sedimento sería transportado como carga de fondo y tendría un doble origen, el material terrígeno provendría de áreas externas a la cuenca, mientras que el material dolomítico provendría de la erosión y el retrabajamiento de mallas de algas por corrientes y oleaje. Esporádicamente existiría un retoque del material por parte del oleaje (ripples de oleaje) y por corrientes tractivas de menor energía (ripples de corriente), cuyo nivel energético sería variable (superficies de reactivación a pequeña escala). En general existe una gradación de estructuras que indi

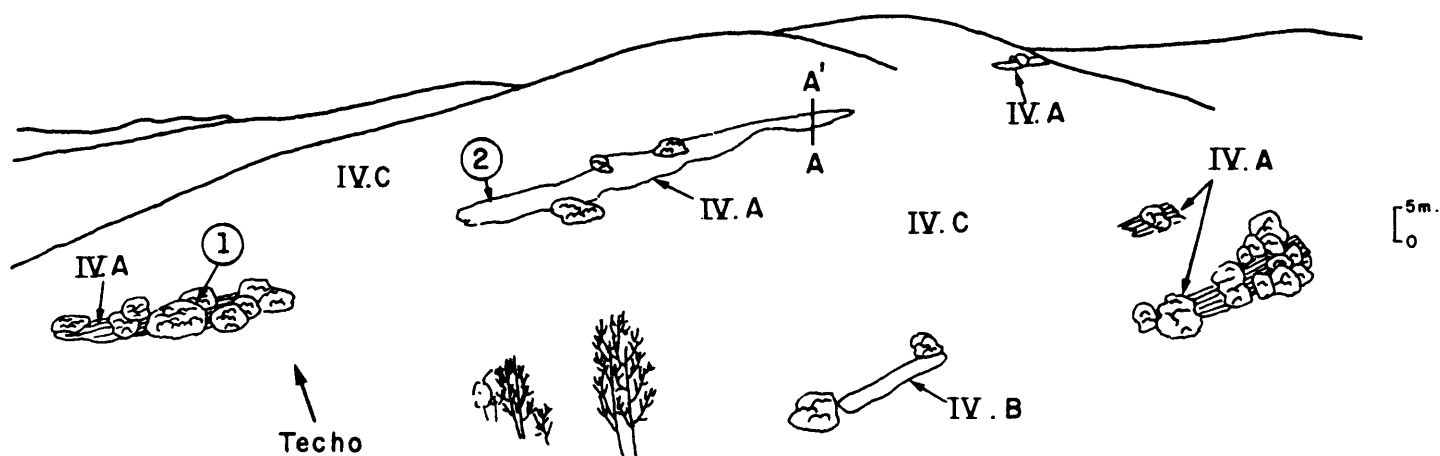


Fig. 85: Esquema de los niveles canalizados dolomíticos (asociación IV.a) y terrígenos (asociación IV.b), entre facies no canalizadas (asociación IV.c). El corte A-A' en el canal nº 2 aparece representado en la fig. 87.

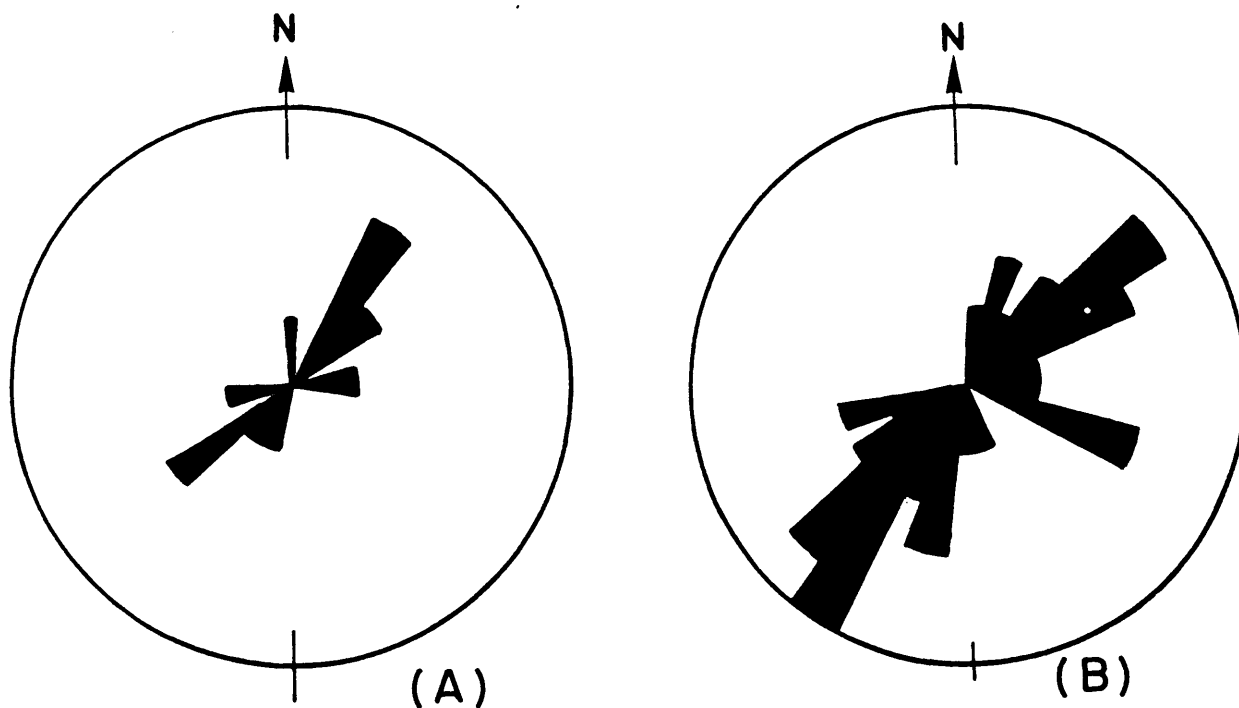


Fig. 86: Medidas de paleocorrientes de los niveles canalizados del arroyo de la Garganta, asociación IV.a. (A) 21 medidas en el canal nº 1 de la fig. 85. (B) 41 - medidas en el canal nº 2 de la fig. 85.

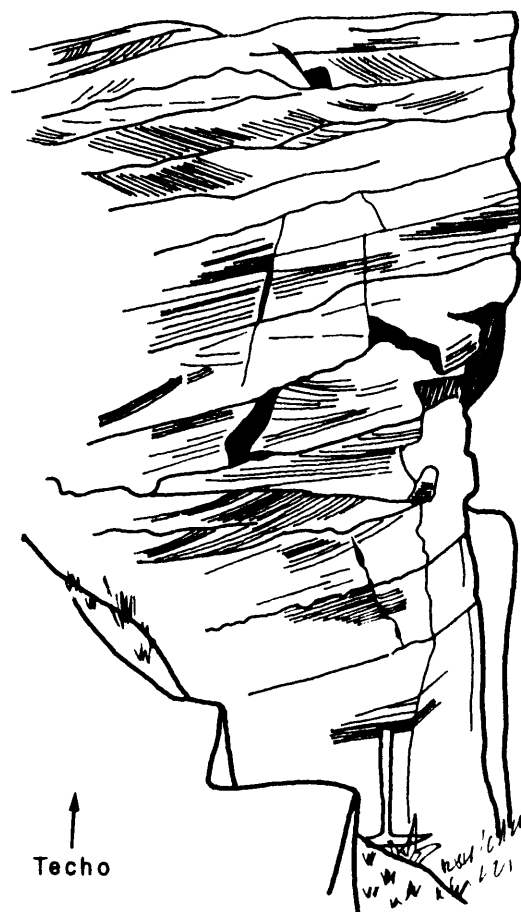


Fig. 87: Detalle del nivel canalizado nº 2 de la -
figura 85, el corte esta realizado por A-A', asociación
IV.a. Arroyo de la Garganta.

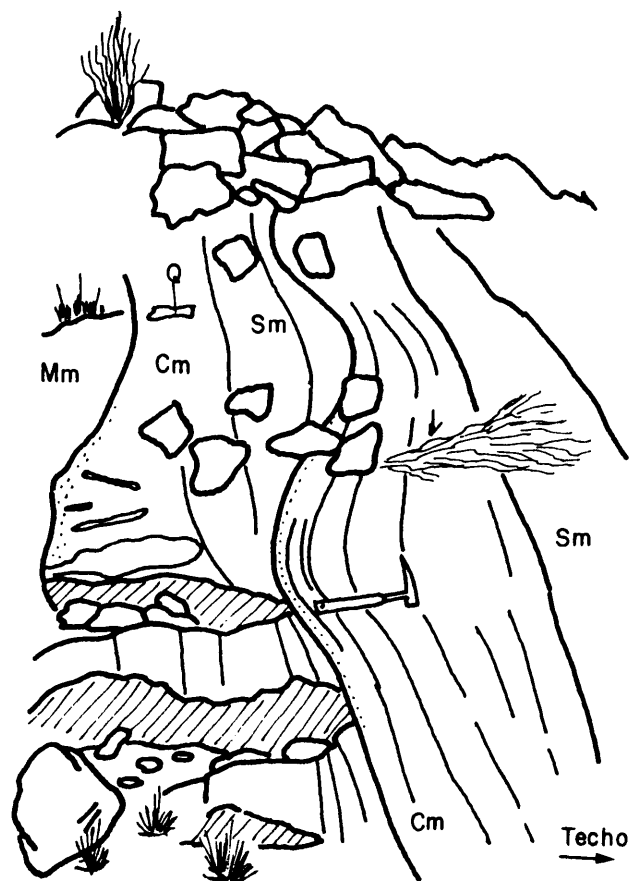


Fig. 88: Asociación IV.b, secuencias canalizadas
con base erosiva. Columna Valdecañas II.

can una disminución de la energía hacia techo de la secuencia.

La facies D.l.a. se originaría por el crecimiento de mallas de algas planas (estromatolitos), en medios subtidales (ausencia de indicios de exposición subaérea), posiblemente en zonas encharcadas, en la fase final de la colmatación de los canales cuando estos dejan de ser activos.

La facies M.m. representaría los depósitos de acreción vertical, en las etapas de abandono - del canal activo, se generarían por decantación del material en suspensión en zonas tranquilas, localmente existirían algunos episodios energéticos con migración de ripples aislados (estratificación lenticular), originados por pequeños episodios de desbordamiento de los canales activos.

Las facies de la asociación IV.a, se agrupan formando secuencias canalizadas positivas (fining upward), figs. 85 y 87, con la sucesión S.dl. (D.s.)-D.l.a.-M.m. Presentan una potencia variable entre 2-4 metros y en estas secuencias es normal que falle el término D.l.a., con lo que la secuencia realmente sería S.dl. (D.s.)-M.m. fig. 87. Representan el relleno de canales mareales, con existencia de direcciones de paleocorrientes bimodales opuestas, fig. 86. Los distintos tipos de estructuras representan -- etapas de diferente energía. Cuando se abandona el canal, se pueden desarrollar sobre el, si las condiciones lo permiten y en áreas encharcadas niveles estromatolíticos, o bien rellenarse con material terrígeno fino. Estos canales no migrarían lateralmente al no tener energía suficiente para erosionar sus márgenes.

Asociación IV.b (fig. 88): Esta constituida por las facies C.m., S.a., S.m., H. y M.m.

La facies C.m. se originaría por corrientes tractivas de muy alta energía en régimen de flujo alto con formación de lechos planos, el sedimento se transportaría como carga de fondo.

La facies S.a. se formaría por corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo bajo, por migración de megaripples tanto de cresta recta como sinuosa, el sedimento sería transportado como - carga de fondo.

La facies S.m. aunque no presenta ningún tipo de estructuras, dada su asociación con las facies C.m. y S.a. suponemos que han sido producidas por corrientes tractivas de media-baja energía en régimen de flujo bajo, por migración de ripples y megaripples, el sedimento se transportaría como carga de fondo.

La facies H. representa la alternancia de periodos energéticos, con migración de ripples y trenes de ripples, producidos por corrientes tractivas de baja energía en régimen de flujo bajo y transporte de sedimento como carga de fondo y momentos no energéticos con decantación del material en suspensión.

La facies M.m. se generaría por decantación del material en suspensión en zonas tranquilas.

Las facies de la Asociación IV.b se agrupan formando secuencias positivas, canalizadas (fining upward) fig. 88, con la sucesión C.m.-S.a.-S.m.-H.-M.m., con potencias variables entre 0,25 y 1,5 m. y - representan las fases de relleno y abandono de niveles canalizados. Las facies C.m., S.a. y S.m. serian la fase de relleno de canal activo; mientras que las facies H. y M.m. corresponden a la fase de colmatación y abandono de los canales, los niveles de granulometría más gruesa de la facies H. podrían representar periódicos episodios de depósitos de desbordamiento (overbank flooding), o bien episodios energéticos relacionados con tormentas u oleaje. Se interpretarán como canales en la zona de marea, aunque con dominio de los aportes de áreas continentales (ausencia de partículas carbonatadas, que se originarían - en la cuenca), pudiendo representar también un episodio de relleno siliciclástico en zonas mareales.

Asociación IV.c. (fig. 89): Está constituida por las facies S.m., H. M.m.

La facies S.m. que presentan bases y techos planos, se originarían por corrientes tractivas, con transporte de sedimento por carga de fondo, de baja energía. Corresponderían a corrientes esporádicas que irrumpirían repentinamente en áreas tranquilas.

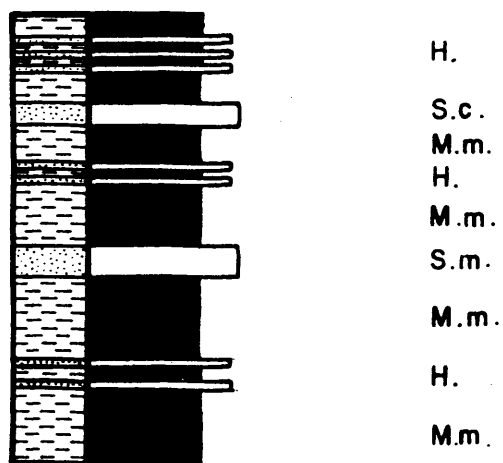


Fig. 89: Asociación IV.c, unidad AS.3.b.

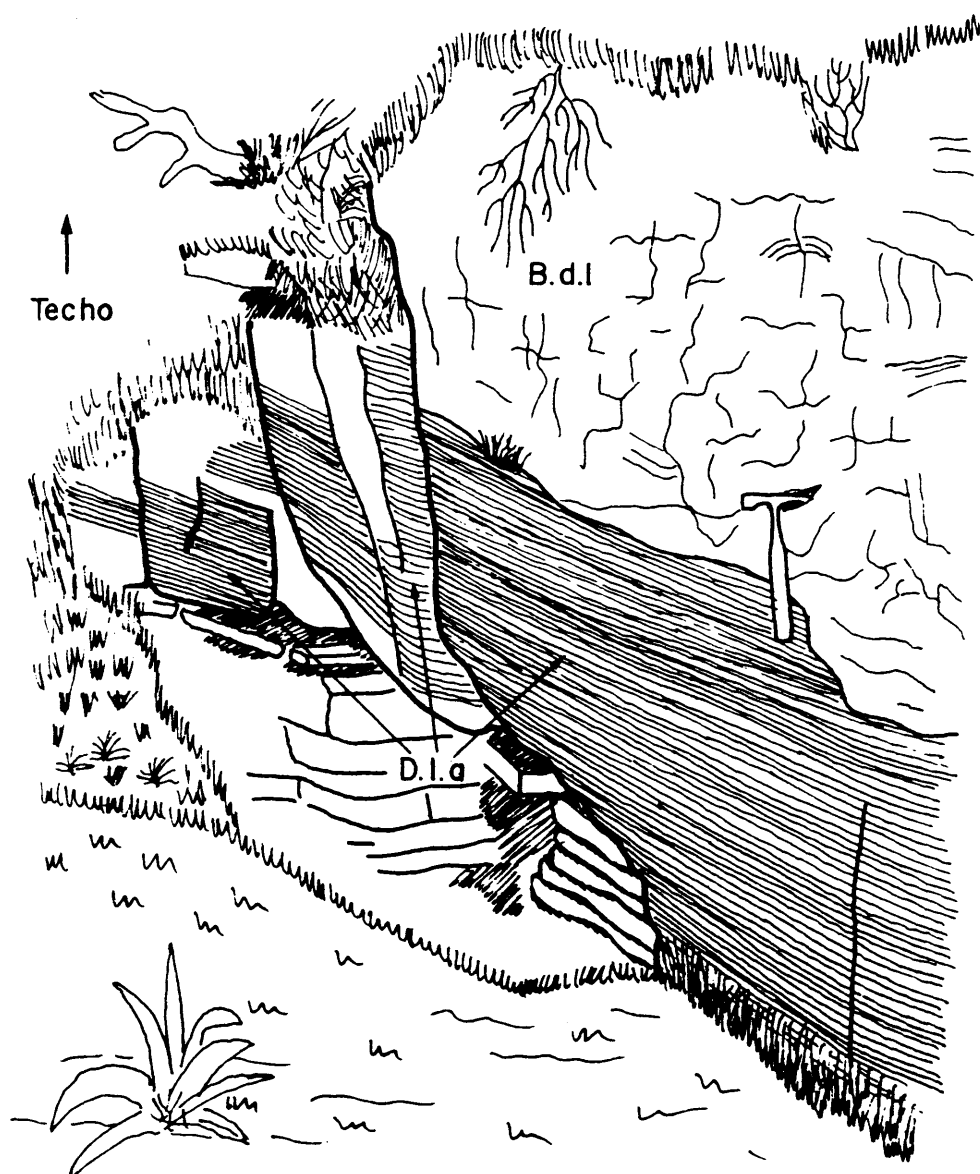


Fig. 90: Asociación IV.d.l. Arroyo de la Garganta.

La facies H. representan la alternancia de periodos tranquilos con decantación del material en suspensión; con periodos más energéticos, con migración de ripples y trenes de ripples producidos por corrientes tractivas con transporte de sedimentos por carga de fondo, ocasionalmente algún nivel podría haberse depositado por decantación de material en suspensión. En los periodos de estabilidad podrían actuar los organismos sobre el sustrato bioturbándolo.

La facies M.m. se generarían por decantación del material en suspensión en zonas tranquilas.

Las facies de la Asociación IV.c no presentan ningún tipo de secuencialidad. Las facies H. representan las alternancias de momentos de calma, con momentos de dominio de corrientes y oleaje, con episodios tormentosos que removilizarían el material y lo depositarían por decantación o tracción dando lugar a una amplia gama de estructuras sedimentarias, en los periodos no energéticos actuaría sobre el sustrato organismos que producirían bioturbación. La facies M.m. representa también momentos de calma con dominio de los procesos de decantación.

Las facies S.m. podrían tener su origen bien en episodios de desbordamiento de los canales (overbank flooding), o bien deberse a episodios tormentosos especialmente energéticos que removilizarían mayor cantidad de material y más grueso.

Su asociación puede ser representativa tanto de ambientes intermareales, donde es típica la aparición de facies H. y M.m., REINECK y SINGH (1975), o bien, de áreas submareales en plataformas siliciclásticas de baja energía, con escasos aportes terrígenos y esporádicos episodios tormentosos. ----- JOHNSON (1978), GOLDRING y BRIDGES (1973).

Asociación IV.d.(figs. 90, 91, 92 y 93). Está compuesta por las facies D.l.a., D.m., B.dl., -- D.s., H. M.m.

Las facies D.l.a. se formarían por crecimiento de mallas de algas planas (estromatolitos). Se pueden formar en ambientes variados, por lo que su mera presencia no permite interpretar el ambiente deposicional, aunque estudiadas en su contexto litológico local y estratigráfico regional, si pueden ser diagnósticas, HOFFMAN (1976). Han sido descritas típicamente en ambientes inter a supramareales, aunque durante el Precámbrico, dadas sus especiales condiciones ecológicas (con ausencia de organismos que se alimentarían de algas), han sido también descritas en numerosos ambientes, incluyendo aguas profundas, HOFFMAN (1974). En nuestro caso la uniformidad de la laminación primaria, junto a la ausencia de indicios de exposición subaérea, nos inducen a suponerlas submareales, similares a otras descritas anteriormente HOFFMAN (1974), PONCET (1981), habiendose acumulado en zonas ligeramente profundas de plataformas estables, sin grandes influjos terrígenos.

La laminación compuesta por alternancias de láminas gris oscuras y láminas amarillentas, ha sido denominada por MONTY (1976), "laminitas crytalgaes", que se caracterizan por ser depósitos estratiformes, lateralmente continuos, que presentan una laminación paralela planar subcontinua, que varía de pocos milímetros a varios centímetros, la cual está compuesta, como en nuestro caso, por alternancias de filamentos de algas y de partículas sedimentarias carbonatadas, GEBELEIN y HOFFMAN (1973).

Estromatolitos similares a estos han sido descritos por FAIRCHILD (1980) sin indicios de exposición subaérea, formados por láminas alternantes de dolomías de grano fino y grano grueso, que podrían originarse por variaciones relativas entre la abundancia de detríticos y la precipitación de carbonatos. Asimismo PONCET (1981), ha descrito estructuras estromatolíticas que, al igual que las aquí presentadas, se desarrollan sobre sustratos finos, en este caso, las mallas de algas crecerían cuando la sedimentación se parara o ralentizara y se originarían en condiciones alternantes ambientales: la lámina clara (en nuestro caso amarillenta), se produciría por entrapamiento de material traído desde mar abierto por olas o tormentas, mientras que la lámina oscura (en nuestro caso gris oscura), se formaría con escasos o nulos aportes sedimentarios, el ambiente deposicional sería subtidal somero por ausencia de grietas de retracción.

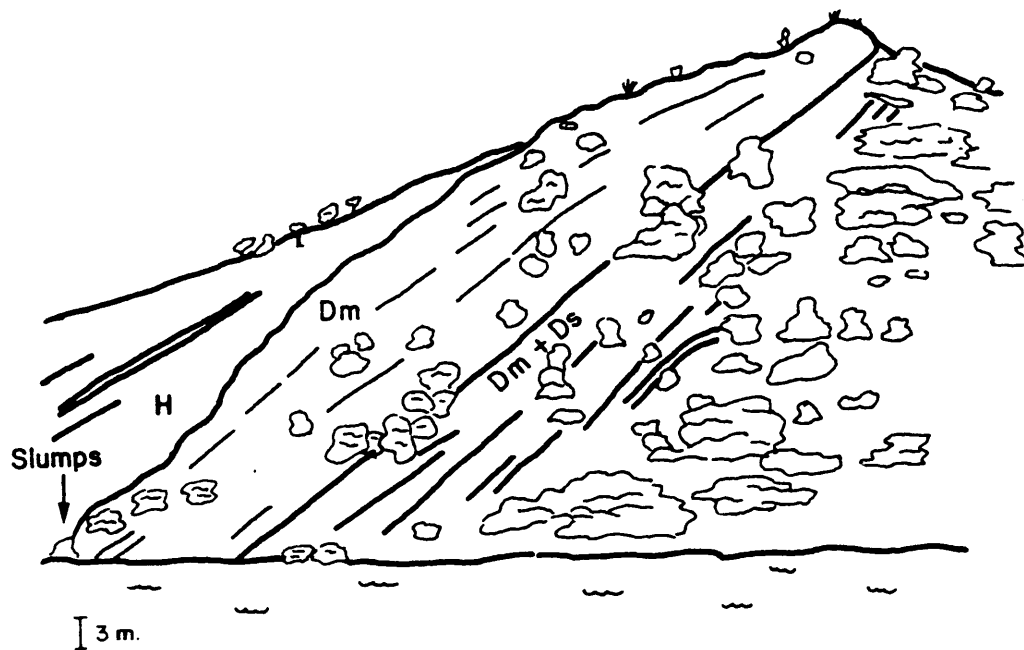


Fig. 91: Cuerpo con morfología bioh rmica (asociación IV.d.2), de gran tamaño, su relieve viene indicado por la presencia de slumps a techo, en sus flancos. Columna Valdecañas II.

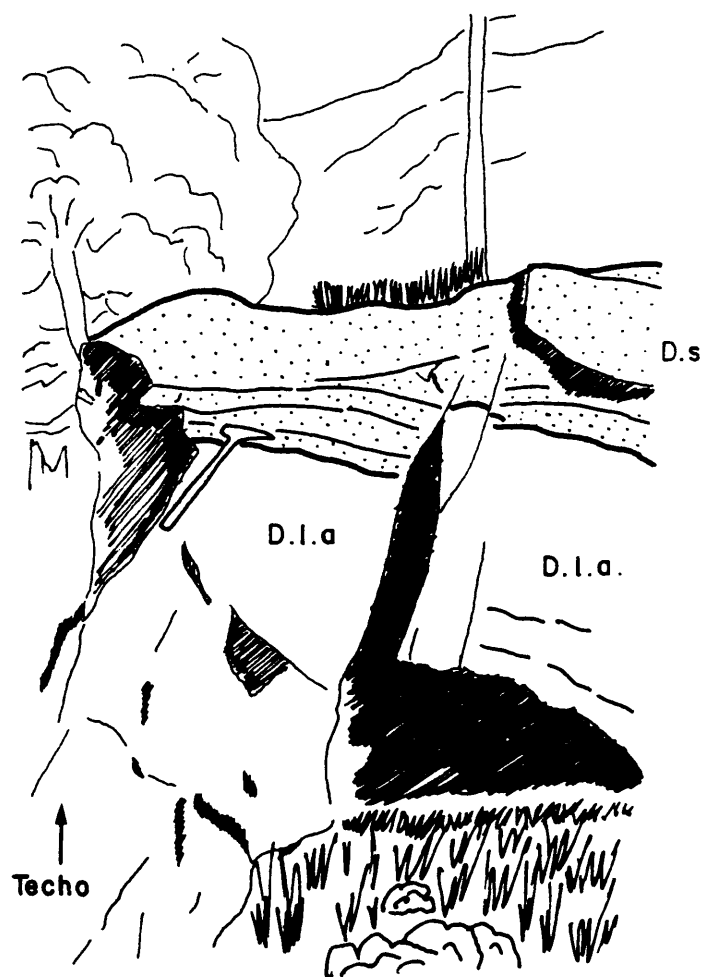


Fig. 92: Asociación IV.d.2, facies tractivas (D.s), erosivas sobre niveles biocontruidos (facies D.l.a.). - Columna La Calera I.

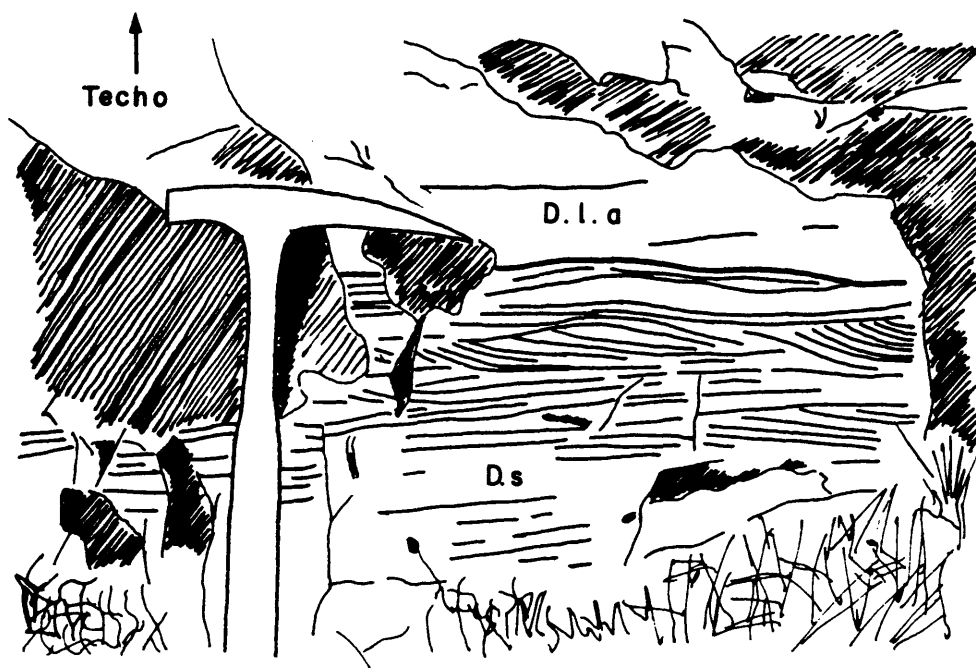


Fig. 93: Detalle de la asociación IV.d.2, dolomías arenosas con ripples (facies D.s.), sobre los que se desarrollan niveles de origen orgánico. Columna La Calera I.

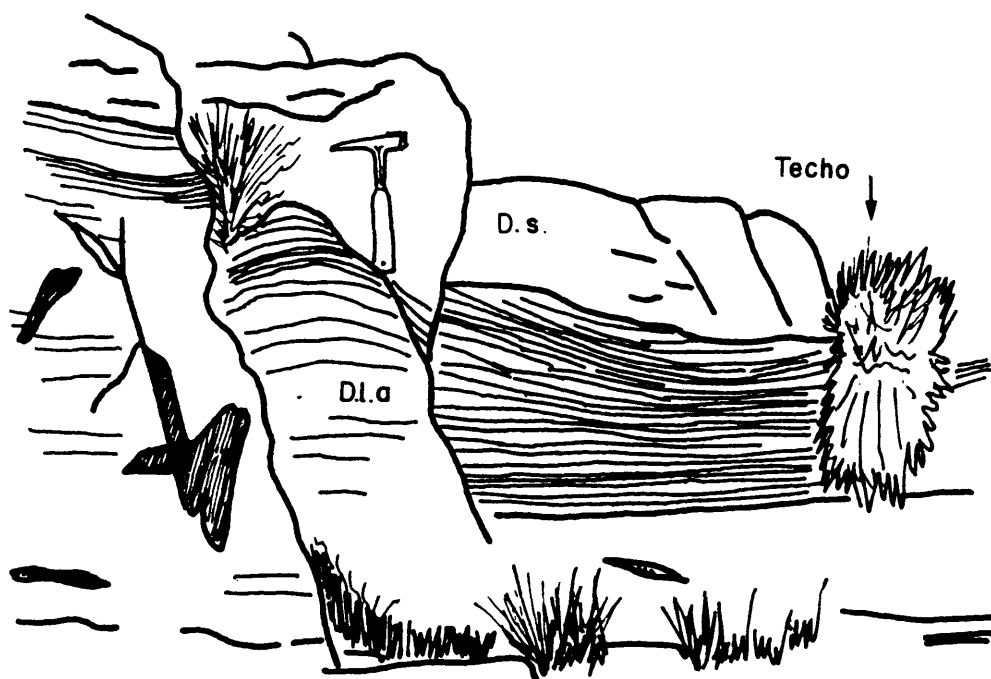


Fig. 94: Asociación IV.e, alternancias de niveles estromatolíticos, con niveles tractivos. Columna Valdecañas I.

La relación entre el crecimiento del alga y los aportes sedimentarios condicionan, tal como indicó GOLUBIC (1.976); el tiempo de residencia del alga en la capa sedimentaria, debido a las condiciones dinámicas de la relación entre producción orgánica contra deposición sedimentaria, pues bajo una sedimentación continua (como parece ser nuestro caso, aunque con tasas bajas de aportes), la comunidad entera debe desplazarse hacia arriba, ajustando su posición, en relación con la superficie del sedimento.

Las facies D.s. se originarían por migración de ripples y megaripples, tanto de cresta recta - como sinuosa, en respuesta a la acción de corrientes tractivas, que transportarían el sedimento como -- carga de fondo. Estas corrientes que pueden tener orígenes variados (mareas, oleaje, corrientes oceánicas, tormentas, etc.), actuarían sobre los niveles bioconstruidos destruyéndolos total o parcialmente y retrabajando el material. Las distintas estructuras que aparecen representan episodios de energías diferentes.

Las facies B.dl. se forman por destrucciones de los niveles estromatolíticos, la laminación rota y desorganizada, sin indicios de haber sufrido un transporte excesivo, su situación sobre los niveles estromatolíticos de los cuales proviene, indica más bien un transporte escaso o nulo, junto a su base -- erosiva, irregular, nos hace pensar que su origen no se debe a destrucción por corrientes, sino más bien por oleaje, que puede actuar sobre el fondo destruyendo los niveles sin transporte. Las suponemos originadas en medios subtidales, puesto que los estromatolitos de los cuales proceden han sido originados en esos medios.

Las facies D.m. dependiendo de su morfología, aspecto y límites las interpretamos, o bien como facies D.l.a., o bien como facies D.s., en las que la recristalización y otros factores han borrado todo tipo de estructuras sedimentarias. Su interpretación en cada caso es similar a las de las facies de las cuales proceden.

Las facies H. se generan por alternancias de periodos energéticos, debido a la acción de factores diversos, corrientes, oleaje, mareas, etc., que formarían las láminas o lentículas grauváquicas, -- bien por migración de ripples con transporte de sedimentos por carga de fondo, o bien, si la energía es suficiente, el material arenoso puede entrar en suspensión y depositarse por decantación. Las láminas lutíticas representan, en todos los casos, periodos no energéticos con decantación del material fino - en suspensión. Pese a que se pueden interpretar como depósitos intermareales, REINECK (1975), etc., su asociación con las demás facies nos hace suponer para estas, un origen en ambientes submareales, de - baja energía, con escasos aportes sedimentarios.

Por último, las facies M.m. se habrían formado por decantación del material en suspensión, durante periodos prolongados en los que el aporte sedimentario es escaso y solo lleguen a la cuenca material fino. La existencia de alguna lámina o lentícula grauváquica, de forma muy esporádica, indicaría la existencia de cortos periodos energéticos en los que se acumularía el material más grueso, por diversas causas, mareas, oleaje, tormentas, etc. Estas facies se pueden generar en numerosos ambientes, aunque en función de su asociación con las restantes facies, suponemos para ellas un origen subtidal, en - ambientes de baja energía, con aportes escasos. Ocasionalmente forman niveles de calcoesquistos, que - los interpretamos como inicio de colonización del sustrato, abortados por la llegada de material terrágeno.

Esta asociación pese a contener casi las mismas facies que la asociación siguiente (IV.e), presenta una serie de características que la diferencian claramente de ella. Las facies que dominan en esta asociación (IV.d), son las terrígenas, fundamentalmente las facies M.m., aunque las H. también tienen localmente gran desarrollo; las facies dolomíticas (subordinadas), son esencialmente de origen orgánico (facies D.l.a.) formando cuerpos que presentan a escala macroscópica formas monticulares, con potencias entre 0,3-25 m. y extensión variable entre 2 y 80 m., las dolomías de origen tractivo (facies D.s.) presentan escasa extensión, formando a veces, pequeños tramos eslumpizados sobre los niveles monticulares -

bioconstruidos, que denotan su relieve. Por último, los niveles brechoides (facies B.dl.), presentan es caso desarrollo y aparecen relacionados con niveles monticulares, preferentemente a techo de ellos.

Con estas características, hemos subdividido esta asociación en dos tipos:

Asociación IV.d.1 (fig. 90): Aparece solo en el arroyo de la Garganta, está compuesta por una masa de lutitas (facies M.m.), con escaso desarrollo de facies H., entre las que aparecen pequeños montículos bioconstruidos, con potencias entre 0,3 y 2 m. y 2 a 10 m. de extensión, no presentan dolomías tractivas, ni slumps, pero sin embargo, contienen niveles brechoides (facies B.dl.).

Sus facies no presentan ningún tipo de secuencialidad, la asociación representa una zona de -- muy baja energía, submareal, con escasos aportes de material terrígeno fino, pero en cantidad suficiente para impedir el crecimiento de las mallas de algas, que de esta forma se verían limitadas a formar "parches". Su situación tras una zona bioconstruida, que presenta en su otro lado facies de alta energía (asociación IV.e), nos hace suponer que esta asociación se ha formado en un ambiente protegido tipo lagoon, donde solo esporádicos episodios energéticos serían capaces de pasar la barrera y generar -- facies brechoides.

Asociación IV.d.2 (figs. 91, 92 y 93): Aparece en dos zonas con características similares, -- aunque algo diferentes entre si, por un lado en Valdecañas, donde los niveles dolomíticos son importantes, por otro lado entre la carretera al Hospital del Obispo y la terminación suoriental del área estudiada, donde los niveles dolomíticos tienen un desarrollo menor.

Está formado por grandes cuerpos monticulares (fig. 91) cuyas potencias oscilan entre 5 y 25 m. con extensiones variables entre 20 y 80 m. No se han reconocido tramos brechoides, y las dolomías de -- origen tractivo forman pequeños niveles subordinados, que a veces pueden formar pequeños tramos eslumpi zados, lateralmente y asociados a los niveles monticulares, lo que indica claramente la existencia de -- ese relieve. Están incluidos entre facies terrígenas, que son las dominantes, de una forma general, (fa cies M.m. y H.).

Las facies que la forman tampoco presentan ningún tipo de secuencialidad, suponemos para ella un origen en zonas submareales someras de baja energía, con moderado aporte sedimentario. Su situación en ambientes más abiertos que la anterior, expuesto a procesos de mayor energía como corrientes, tor-- mentas y oleaje, o una combinación de ellos, viene indicado por la existencia de procesos erosivos sobre los niveles monticulares, facies D.s., fig 92 y 93, y por las facies H. que de por sí representan -- la alternancia de procesos energéticos y no energéticos. El mayor o menor desarrollo de los niveles bio construidos está en relación entre la velocidad de crecimiento de las mallas de algas, frente a veloci-- dad de sedimentación terrígena, formándose simultáneamente desde niveles de calcoesquistos, donde el -- crecimiento de los estromatolitos es abortado por la llegada de terrígenos, hasta grandes niveles monti-- culares donde apenas llegan terrígenos, lo cual significa que la distribución de terrígenos sobre esta zona no sería homogénea y habría que excluir un dominio en su distribución por tormentas y oleaje, por lo que suponemos que se distribuyen a partir de aportes continentales, aunque posteriormente sí pueden -- sufrir retoques por corrientes, oleaje, etc., aunque este es de escasa entidad y energía.

Asociación IV.e. (figs. 94, 95, 96 y 97). Está compuesta por las facies D.l.a., D.s., S.dl., -- D.m. y C.dl.

Las facies D.l.a. se forman por crecimiento de mallas de algas planas (estromatolitos). Se pue-- den formar en ambientes variados y su mera presencia no es diagnóstica HOFFMAN (1976), FAIRCHILD (1980). Han sido descritas típicamente en ambientes inter a supramareales, PFEIL y READ (1980), etc., aunque pa-- ra el Precámbrico, dadas sus particulares condiciones ecológicas, han sido descritas en multitud de am-- bientes como fluvio-lacustres, BUCK (1980), supratidales SIEDLECKA (1982), intersubtidales, HORODYSKI -- (1983,1985), e incluso en aguas profundas, HOFFMAN (1974), etc.. En nuestro caso, siguiendo las ideas de

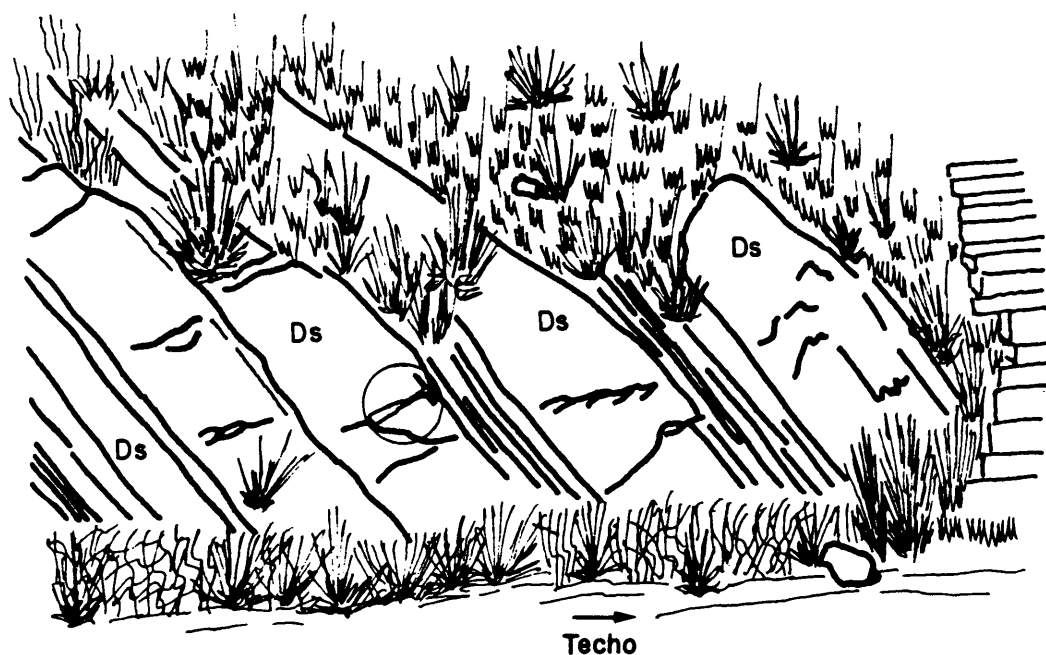


Fig. 95: Secuencias Thickening upward originadas por progradación de barras submareales, asociación -- IV.e. Carretera de Almaraz a Valdecañas.

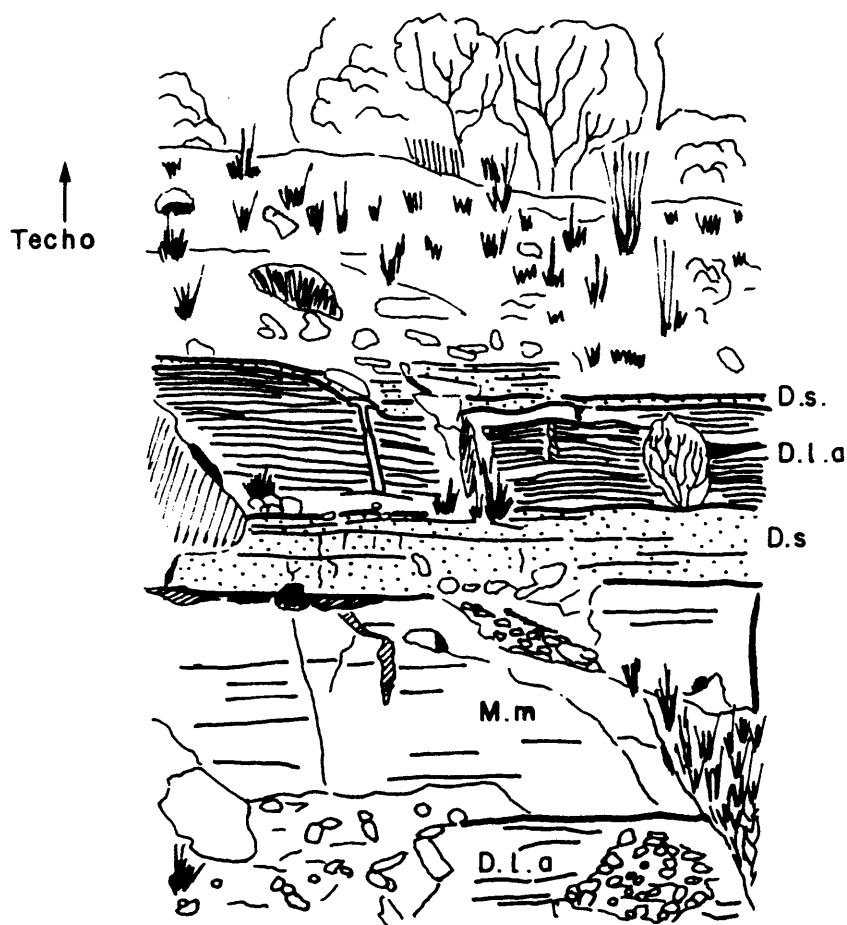


Fig 96: Asociación IV.e, niveles de origen orgánico (facies D.l.a.), erosionados a techo por niveles -- tractivos (facies D.s.). En la base aparece una secuencia de tipo IV.g, D.l.a.-M.m. Carretera Nacional V, Km. 203,8.

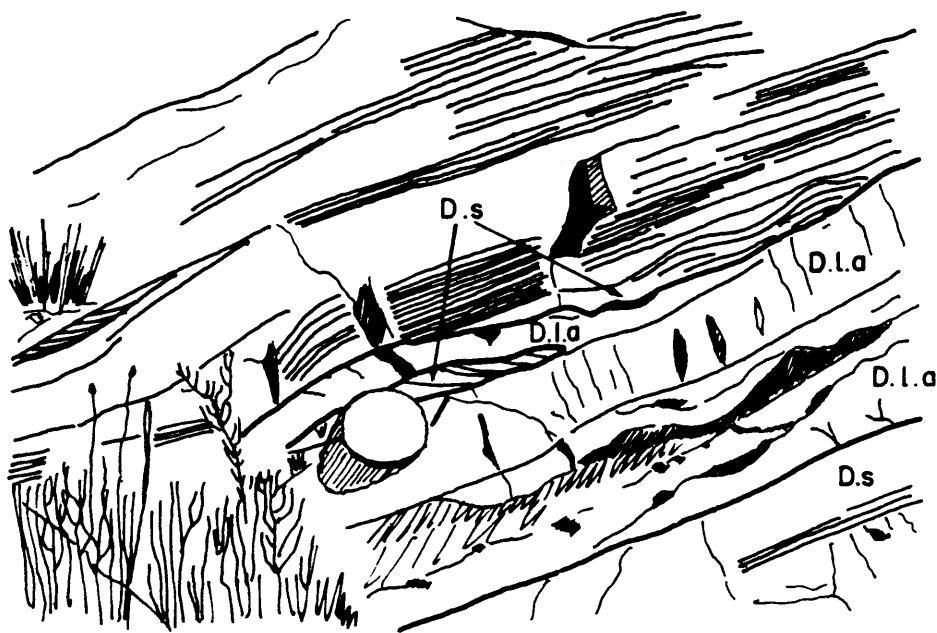


Fig. 97: Asociación IV.e, alternancias de niveles dolomíticos de origen orgánico y de origen tractivo, - la tapa del objetivo mide 55 mm. Columna de Arrocampo.



Fig. 98: Asociación IV.f, niveles lenticulares y tabulares de dolomías arenosas, forman una secuencia - compuesta con tendencia thickening upward. Columna Val decañas II.

HOFFMAN (1974), PONCET (1981), HORODYSKI (1983), 1985), etc. dada la uniformidad de la laminación primaria, junto a la ausencia de indicios de exposición subaérea, suponemos que se han originado en medios submareales, en zonas escasamente profundas de plataformas estables, sin grandes influjos terrígenos.

La laminación de estos niveles, que se caracterizan por ser depósitos estratiformes lateralmente continuos, es paralela, planar a monticular, continua o discontinua, que varía de pocos milímetros a varios centímetros, ha sido denominada por MONTY (1976), "laminillas cryptalgales", en nuestro caso la laminación está formada por alternancias de láminas gris oscuras y láminas amarillentas, que estaría compuesta por alternancia de filamentos de algas y partículas sedimentarias carbonatadas GEBELEIN y HOFFMAN (1973). Estomatolitos con morfologías similares y laminación idéntica a los que se presentan aquí, han sido descritas por FAIRCHILD (1980) y PONCET (1981) entre otros. En el primer caso -- FAIRCHILD (1980), los estomatolitos no presentan indicios de exposición subaérea y la laminación estaría formada por láminas alternantes de dolomías de grano fino y grano grueso, que podrían originarse por variaciones relativas entre la abundancia de detríticos y la precipitación de carbonatos. En el segundo caso, PONCET (1981), los estromatolitos se desarrollan sobre sustratos finos, las mallas de algas -- crecerían cuando la sedimentación se parara o ralentizara y se originarían en condiciones ambientales alternantes, la lámina clara (en nuestro caso, amarillenta), se produciría por entrapamiento de material traído de mar abierto por olas o tormentas, mientras que la lámina oscura (gris oscura, en nuestro caso), se formaría con escasos o nulos aportes sedimentarios, su ambiente deposicional sería subtidal -- somero, por la ausencia de indicios de exposición subaérea.

Las facies D.s., así como la S.d.l. (que solo se diferencian en las proporciones relativas entre elementos terrígenos y carbonatados), se originarían por migración de ripples y megaripples tanto de cresta recta, como sinuosa, en respuesta a la acción de corrientes tractivas, que transportarían el sedimento como carga de fondo. Estas corrientes, que pueden tener un origen variado (mareas, oleaje, etc.), actuarían sobre los niveles orgánicos, destruyéndolos total o parcialmente y retrabajando el material. Las distintas estructuras que presentan se deben a diferentes estadios energéticos de los procesos que las generan.

Las facies D.m. al igual que en el caso anterior (asociación IV.d), dependiendo de sus características, representan niveles bioconstruidos o tractivos, en los que no se reconoce ningún tipo de estructuras. Su interpretación es similar a las facies de las cuales procede.

Las facies C.d.l., que presentan estructuras caóticas y desorganizadas, se generarían por deslizamientos de materiales semilitificados o litificados a lo largo de pendientes suaves. Se pueden diferenciar desde niveles eslampizados originados por reducción del esfuerzo de cizalla a lo largo de una serie de planos discretos; y depósitos de tipo "debris flow", donde la reducción del esfuerzo de cizalla se produce en la masa, como un todo, lo que produciría la licuefacción del sedimento. En ocasiones ambos términos se encuentran genéticamente asociados, lo que indica que los segundos son un estadio evolucionado de los primeros.

Las características de esta asociación que la diferencian de la anterior IV.d son: los niveles dolomíticos forman toda la asociación, aparecen terrígenos subordinados, aunque formando otras asociaciones (IV.f y IV.g). Dentro de los niveles dolomíticos, los de origen orgánico presentan morfologías macroscópicas tabulares, en vez de monticulares, su potencia oscila entre 0,15 y 3 m. y su extensión es variable entre 5 y más de 50 m.; las dolomías de origen tractivo son muy abundantes (con relativa frecuencia, más abundantes que las bioconstrucciones). Aparecen niveles eslampizados y "debris flow", de extensión variable, dispersos entre las facies anteriores.

Su área de aparición se limita a dos zonas, en la margen derecha del río Tajo, en Arrocampo (en la base de la unidad, etapa 1), y en Valdecañas. Sus facies no presentan una secuencialidad clara, aun-

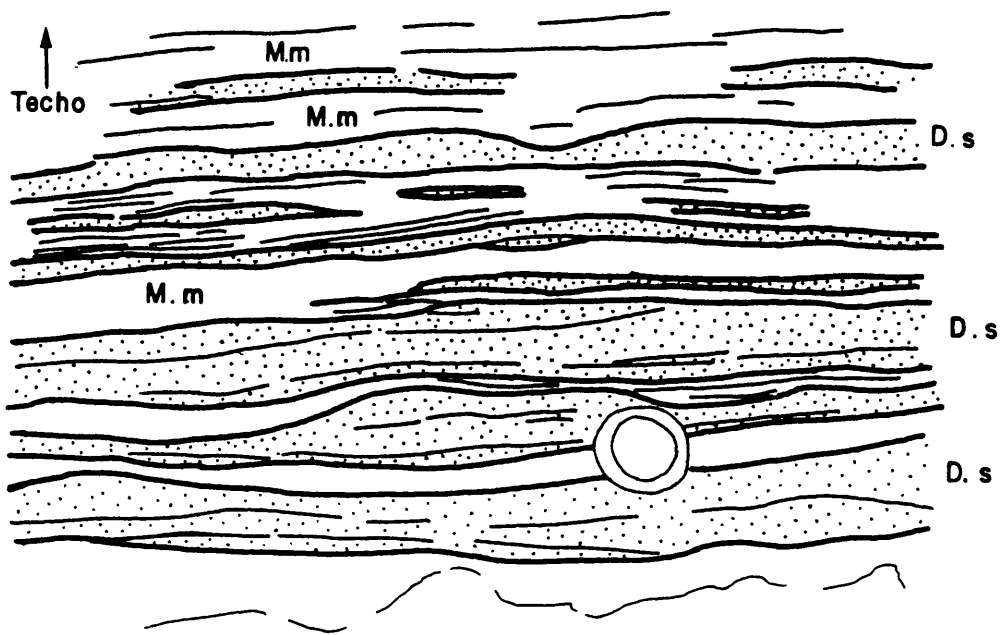


Fig. 99: Asociación IV.f, la tapa del objetivo mide 55 mm. Columna del Puente de Almaraz.

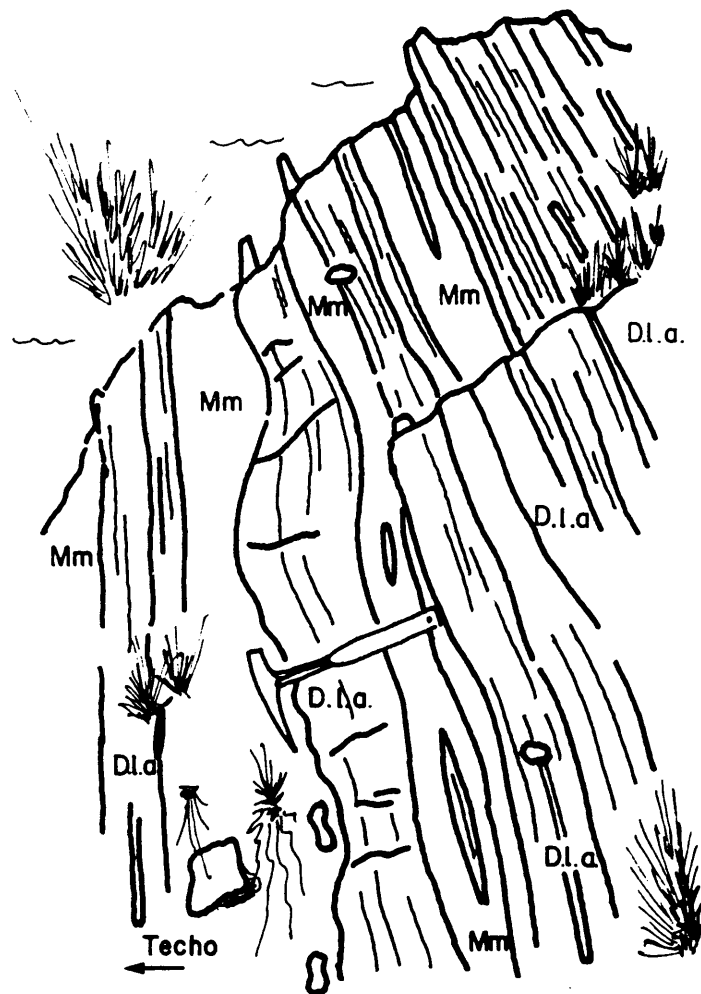


Fig. 100: Asociación IV.g. Columna Valdecañas III.

que se reconocen con frecuencia secuencias del tipo D.l.a.-D.s. o S.dl., figs. 96 y 97, presentando estas últimas facies, de forma ocasional, tendencias thickening upward.

Representa la sedimentación en zonas submareales, abiertas a la acción de corrientes, tormentas y/o oleaje, a las que llegarían escasos o nulos aportes terrígenos. Esta situación abierta haría que los niveles bioconstruidos sufieran frecuentes etapas destructivas, cuyo origen puede deberse a diferentes procesos o la suma de varios de ellos, el retrabajamiento del material, daría lugar a la génesis de barras cuya migración originaría secuencias thickening upward de facies D.s., fig 95, por corrientes ANDERTON (1976), u oleaje, RAAF et al. (1977). Los depósitos desorganizados indican la existencia de ciertos relieves de distintos tamaños de los cuales provendrían, éstos serían de mayor tamaño en Arrocampo, -- donde los slumps son más potentes, que en Valdecañas, donde su desarrollo es escaso y de pequeña talla, estos depósitos se distribuyen aleatoriamente entre las demás facies. Facies similares a estas, aunque con un modelo genético algo diferente y más preciso, han sido descritas por TUCKER (1977), en el que biotomas estromatolíticas son interpretados como de origen subtidal.

Asociación IV.f.(figs. 98 y 99): Está constituida por las facies D.s., S. dl., D.m., H. y M.m.

Las facies D.s. así como las S.dl. que solo se diferencian en sus diferentes proporciones entre materiales terrígenos y carbonatados. Se habrían originado por migración de ripples y megaripples, tanto de cresta recta como sinuosa, en respuesta a la acción de corrientes tractivas, que transportarían el sedimento como carga de fondo, en régimen de flujo bajo. El material carbonatado que las forman se habría originado por destrucción y retrabajamiento de niveles bioconstruidos en otras zonas de la cuenca, por corrientes de origen variado (tormentas, oleaje, etc.). Las distintas estructuras que presentan se deben a diferentes estadios energéticos de los procesos que las generan.

Las facies D.m. dada su asociación con las facies anteriores, su similar morfología, presencia de morfologías de ripples en la superficie de la capa, etc. los interpretamos como facies D.s. o S.dl. que por recristalización u otros factores, sus estructuras sedimentarias están enmascaradas. Su interpretación genética es similar a dichas facies.

Las facies H. se generan por la alternancia de periodos energéticos, debido a la acción de factores diversos, corrientes, oleaje, etc., que formarían la lámina gruesa; y periodos no energéticos en los que se depositaría la lámina lutítica por decantación del material en suspensión.

Por último, las facies M.m. se habrían formado por decantación de material en suspensión durante periodos prolongados en los que la sedimentación es escasa, y en los que solo llega a la cuenca material fino, con ausencia de periodos energéticos.

Las facies de la asociación IV.f, se agrupan formando secuencias de granulometría decreciente (fining upward), no canalizadas de tipo D.s.-S.dl. (D.m.)-M.m. (H.), fig. 99, cuyo espesor es muy variable, entre 0,1 y 3 m. y se pueden agrupar formando secuencias compuestas con tendencias thickening upward, fig. 98.

Estas secuencias representan la alternancia de periodos energéticos (término basal, D.s., S. dl. y D.m.) y no energéticos (término superior, M.m. y H., en este caso con sucesivos episodios alternantes de pequeña o nula energía), que pueden representar diferentes procesos y generarse en ambientes diversos. Su asociación con niveles estromatolíticos (en Arrocampo, puente de Almaraz, etc), nos hacen pensar en un origen inter-submareal relacionados con procesos mareales, progradación de llanuras de marea, REINECK -- (1975), KLEIN (1977), o bien a migración de barras en medios submareales, por corrientes, ANDERTON (1976), oleaje, RAAF et al. (1977), aunque todos estos procesos pueden estar genéticamente relacionados.

Asociación IV.g. (figs. 100 y 101). Está constituida por las facies D.l.a., D.m., H. M.m.

Las facies D.l.a., así como la D.m. que presentan sus mismos aspectos irregulares y las interpretamos como originadas por los mismos procesos. Se interpretan como niveles estromatolíticos genera-

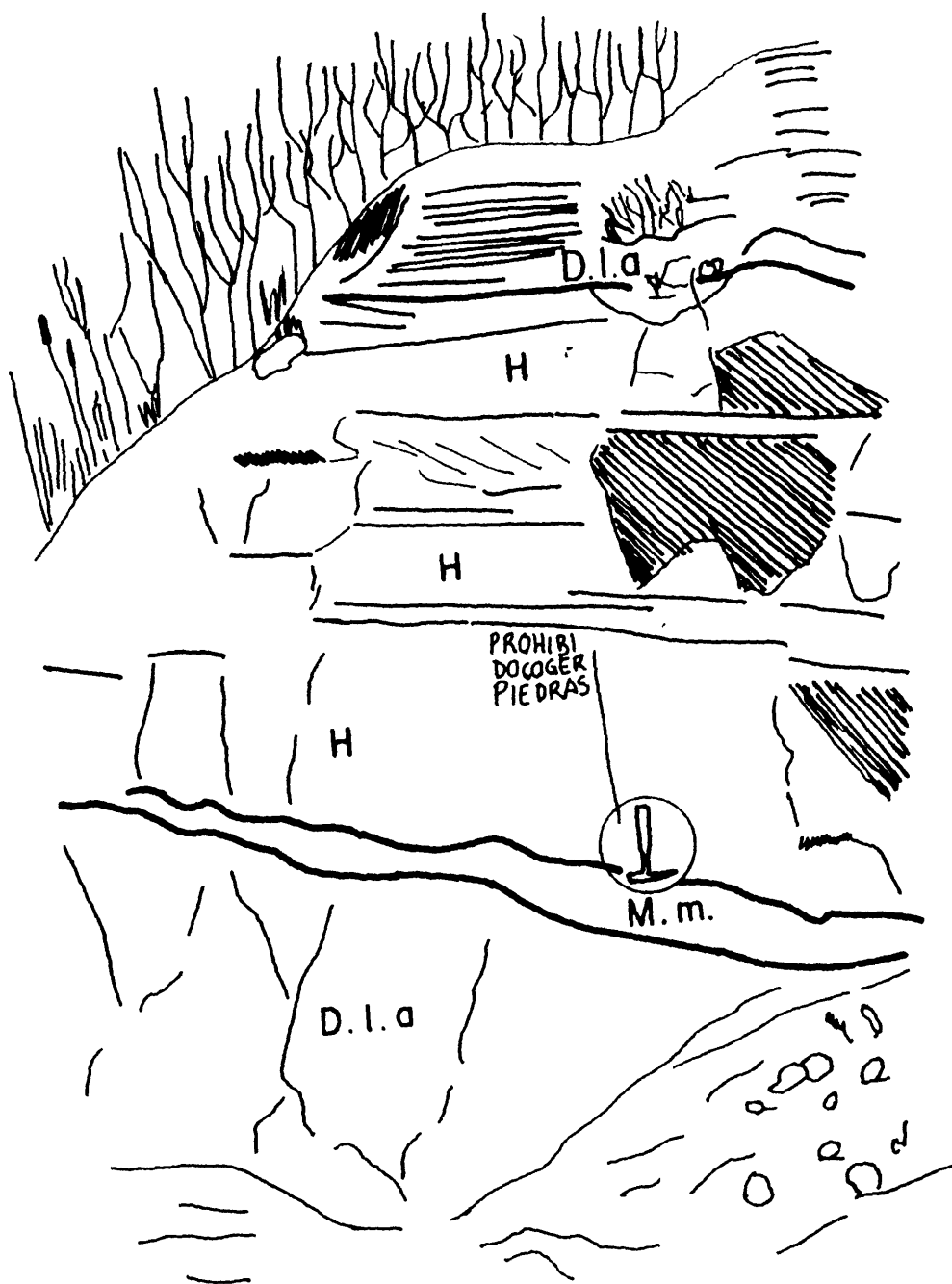


Fig. 101: Asociación IV.g. Columna Castañar de -
Ibor III.

dos por crecimientos de mallas de algas planas, que como ya hemos indicado anteriormente (asociaciones IV.d y IV.e), sin ser diagnósticas, se pueden interpretar en función de la uniformidad de la laminación primaria y la ausencia de indicios de exposición subaérea, como depositados en medios subtidales someros a moderadamente profundos en plataformas estables, sin grandes aportes terrígenos, HOFFMAN --- (1974), PONCET (1981), etc..

La laminación de tipo "laminitas cryptalgales" MONTY (1976), está compuesta por láminas amarillentas posiblemente formada por partículas sedimentarias carbonatadas, GEBELEIN y HOFFMAN (1973), que se produciría por entrapamiento de material traído de mar abierto por olas o tormentas, PONCET (1981); alternando con láminas gris oscuras formadas posiblemente por filamentos de algas GEBELEIN y HOFFMAN -- (op. cit.), que se formarían con escasos o nulos aportes sedimentarios, PONCET (op.cit.). Con frecuencia la laminación está formada también por alternancias de dolomías de grano fino o grueso similares a las descritas por FAIRCHILD (1980), cuya génesis sería similar a la anteriormente indicada (variaciones relativas entre la abundancia de detríticos y la precipitación de carbonatos).

La facies H. representa la alternancia de periodos energéticos y no energéticos, los primeros que generan la lámina arenosa debido a la acción de factores diversos, corrientes, oleaje, tormentas, etc., con transporte de sedimentos, bien por carga de fondo, o bien, si la energía es suficiente, podría ser capaz de poner en suspensión partículas arenosas de tamaño fino, que posteriormente se depositarían por decantación; los segundos, que generan la lámina lutítica, en los periodos en que corrientes y/o oleaje dejen de actuar, o amaine la tormenta, etc., se produciría la decantación del material fino, que permanecería en suspensión.

Finalmente, la facies M.m. se formarían por decantación de material en suspensión, que sería fundamentalmente, aportado desde áreas continentales las cuales solo podrían aportar material fino o bien desde áreas internas a la cuenca, donde podría ser puesto en suspensión por tormentas, corrientes, oleaje, etc. y aportado a áreas más internas.

Las facies de la asociación IV.g, se agrupan formando secuencias del tipo D.l.a. (D.m.)-M.m. o H., no canalizadas, cuya potencia oscila entre 0,1 y 6 m., figs. 100 y 101.

Representan el crecimiento de mallas de algas en medios submareales, durante largos periodos - en los que la sedimentación se parara o relentizara, que posteriormente sufrirían un enterramiento rápido por partículas fundamentalmente lutíticas, aunque también arenosas, a partir de influjos rápidos de material terrígeno, bien aportados desde áreas continentales, o bien aportados desde la misma cuenca, - por retrabajamiento de material terrígeno debido a oleaje, tormentas u otros factores, el tipo de facies terrígenas. M.m. o H. estaría en función del tipo de material aportado (en función del contenido en material de tamaño arena).

5.6.3. Interpretación ambiental

La unidad AS.3.b es la que presenta mayor variedad y número de asociaciones de facies, puesto que el crecimiento de las mallas de algas (estromatolitos), que es la fuente de todo el material carbonatado que existe en la unidad, son más sensibles a ligeras variaciones en profundidad, así como a variaciones en los aportes terrítenos, etc. Todo lo cual depende de su posición paleogeográfica. La distribución de espesores junto a las diferentes asociaciones de facies se pueden considerar un buen indicador paleogeográfico; en este sentido, se observa un aumento de potencia de SE. hacia NW., donde existen dos pequeños surcos (Romangordo y Valdecañas), posiblemente relacionados con zonas más subsidentes, que es donde la unidad presenta mayor variación, fig. 102, mientras que la disminución hacia el SE. la achacamos a la existencia de un ligero umbral para la sedimentación de plataforma, que podrían estar relacionado con la articulación de la cuenca, y que se sigue manifestando posteriormente (unidad AS.3.c, fig. 115). Es en ese umbral donde los niveles de origen orgánico son más discontinuos, lo que se debe en parte a ser una zona subtidal somera a intertidal, pero que recibe aportes terrígenos constantes por lo

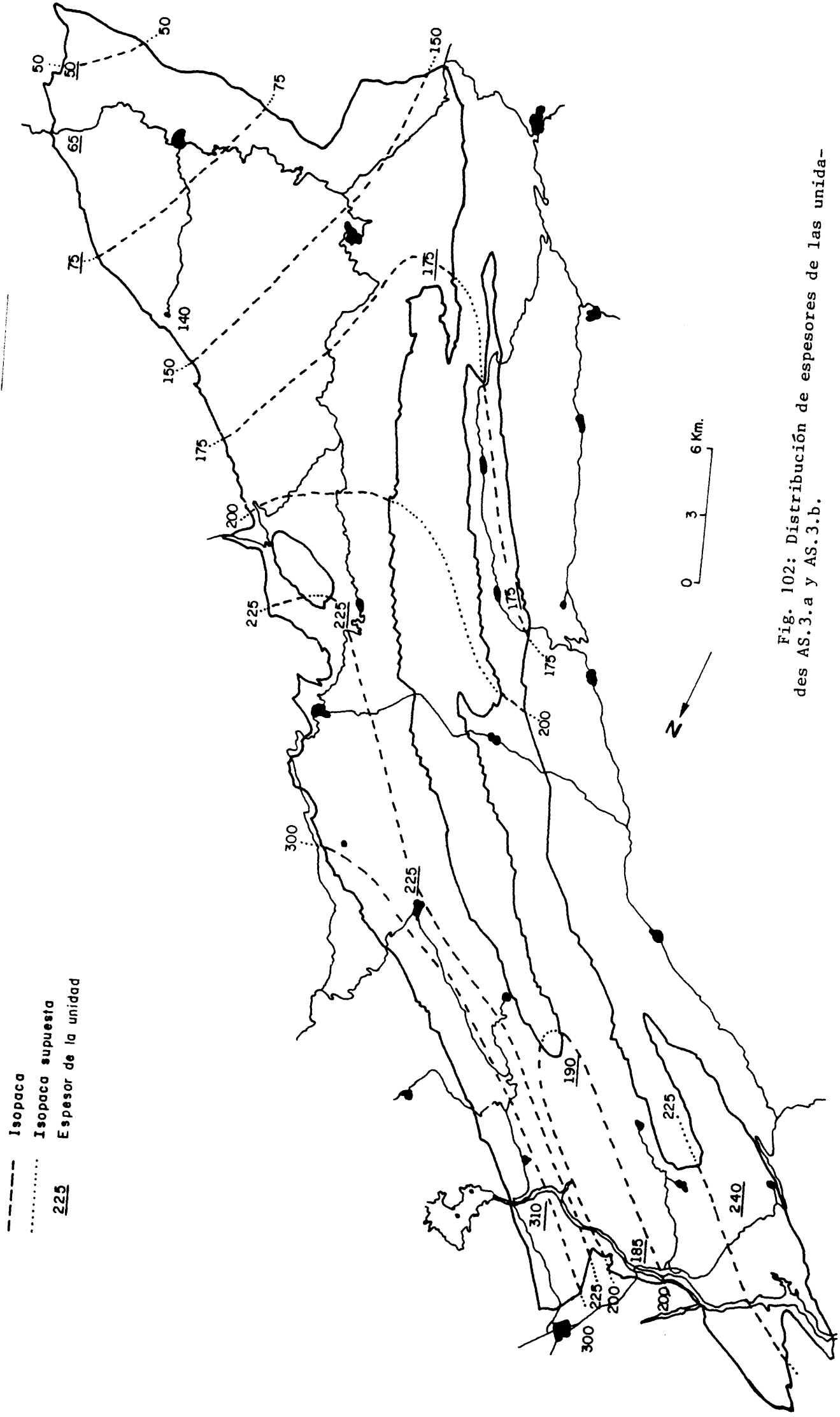


Fig. 102: Distribución de espesores de las unidades AS.3.a y AS.3.b.

que los niveles de algas no ven favorecido su crecimiento. fig. 103.

Para su descripción hemos dividido a la unidad por zonas, en función de sus características, - habiéndose diferenciado 4 zonas:

1) Alrededores de Romangordo, la estructura de la zona es un sinclinal, prolongación del sinclinal de Santa Lucía, los materiales carbonatados afloran desde Serrejon al NW., hasta Higuera al SE., sus principales afloramientos aparecen en las márgenes del río Tajo, en la carretera nacional Madrid--Badajoz y en el arroyo de la Garganta.

2) Afloramientos aislados en el flanco SW. del anticlinal de Navezuelas-Robledollano. Son dos pequeños afloramientos en la carretera de Robledollano a Deleitosa (arroyo del Colmenar) y en la carretera de Roturas a Retamosa, que aparecen a favor de una serie de fracturas de dirección aproximada NW.-SE.

3) Afloramientos discontinuos en el puente de Almaraz, los materiales forman un sinclinal, prolongación del sinclinal de Río Viejas, los materiales carbonatados aparecen en ambos flancos, aunque -- sus mejores afloramientos son los del flanco SW., los niveles se acuñan y desaparecen rápidamente hacia el SE.

4) Afloramientos contínuos o casi contínuos del anticlinal de Ibor en su flanco NE. incluyéndose los niveles que aparecen en el flanco SW., al SW. de Guadalupe. Esta zona se ha subdividido en tres: 4.1) Desde Valdecañas hacia el NW. 4.2) Entre Valdecañas y la carretera al Hospital del Obispo. 4.3) Por último, desde la carretera al Hospital del Obispo hacia el SE. que incluye las dolomías del flanco SW. del anticlinal.

1) Alrededores de Romangordo: en esta zona se han reconocido en la unidad AS.3.b. tres episodios, el primero de los cuales se puede subdividir localmente en dos etapas, fig. 104. En esta zona se han reconocido tres áreas paleogeográficamente distintas, que en función de su situación serán denominados NW (Arroyocampo), central (carretera nacional IV), y SE (arroyo de la Garganta), ver fig. 104.

El primer episodio se inicia en el área NW y central, con la colonización del sustrato por niveles estromatolíticos que se desarrollan formando cuerpos tabulares (asociación IV. g), mientras que - en el área SE. también se inicia la colonización aunque de una forma más restringida, con cuerpos estromatolíticos monticulares (asociación IV.d.1), debido posiblemente a problemas de aportes terrígenos que condicionarían el crecimiento de las mallas de algas. A continuación (segunda etapa), se desarrollan - enormemente en la zona central los niveles bioconstruidos, formando un cuerpo con morfología biohémica mientras que en el área SE, con una energía muy baja, posiblemente frenada por el cuerpo bioconstruido de la zona central y con moderados aportes terrígenos se sigue desarrollando en un ambiente tipo lagoon la asociación IV.d.1, mientras que en la zona NW, sería una zona más abierta a los procesos energéticos tipo corrientes, oleaje, etc., que podrían erosionar y destruir los niveles bioconstruidos, asociación - IV.e. la existencia de niveles eslampizados y de debris flow, que parecen indicar una dirección de aporte desde el SE hacia el NW. indicarían la existencia de cierto relieve en la zona bioconstruida central, frente a esta zona NW., fig. 105.

El segundo episodio, es un episodio totalmente terrígeno, desaparecen los materiales carbonatados de toda esta zona. Está constituido por las asociaciones IV.b y IV.c, que representan la progradación de un sistema de canales tidales (asociación IV.b) y llanuras mareales (asociación IV.c), en medios inter a subtidales. Con respecto a la etapa anterior implica un aumento de aportes terrígenos, que condicional la desaparición de los niveles orgánicos, que no pueden desarrollarse debido al influjo de esos materiales.

El tercer episodio, es un nuevo episodio mixto, terrígeno-carbonatado. Este episodio también - presenta tres zonas, una central donde dominan las asociaciones IV.e y IV.g, y dos laterales con asocia

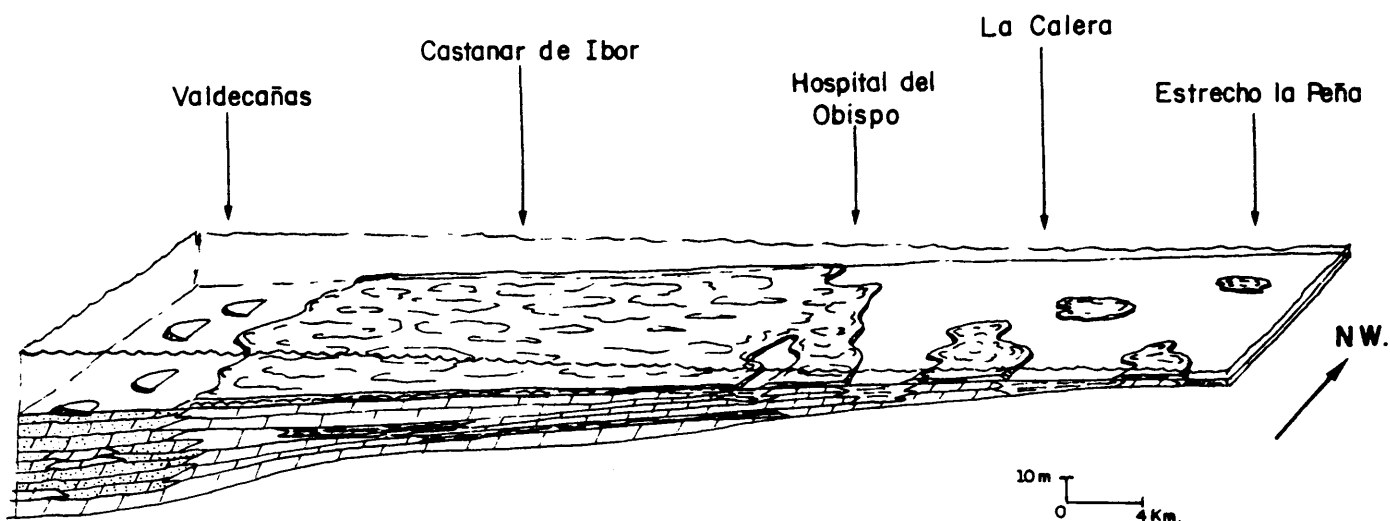


Fig. 103: Reconstrucción paleogeográfica de la -
unidad carbonatada (AS.3.b), en el flanco NE. del an-
ticlinal de Ibor.

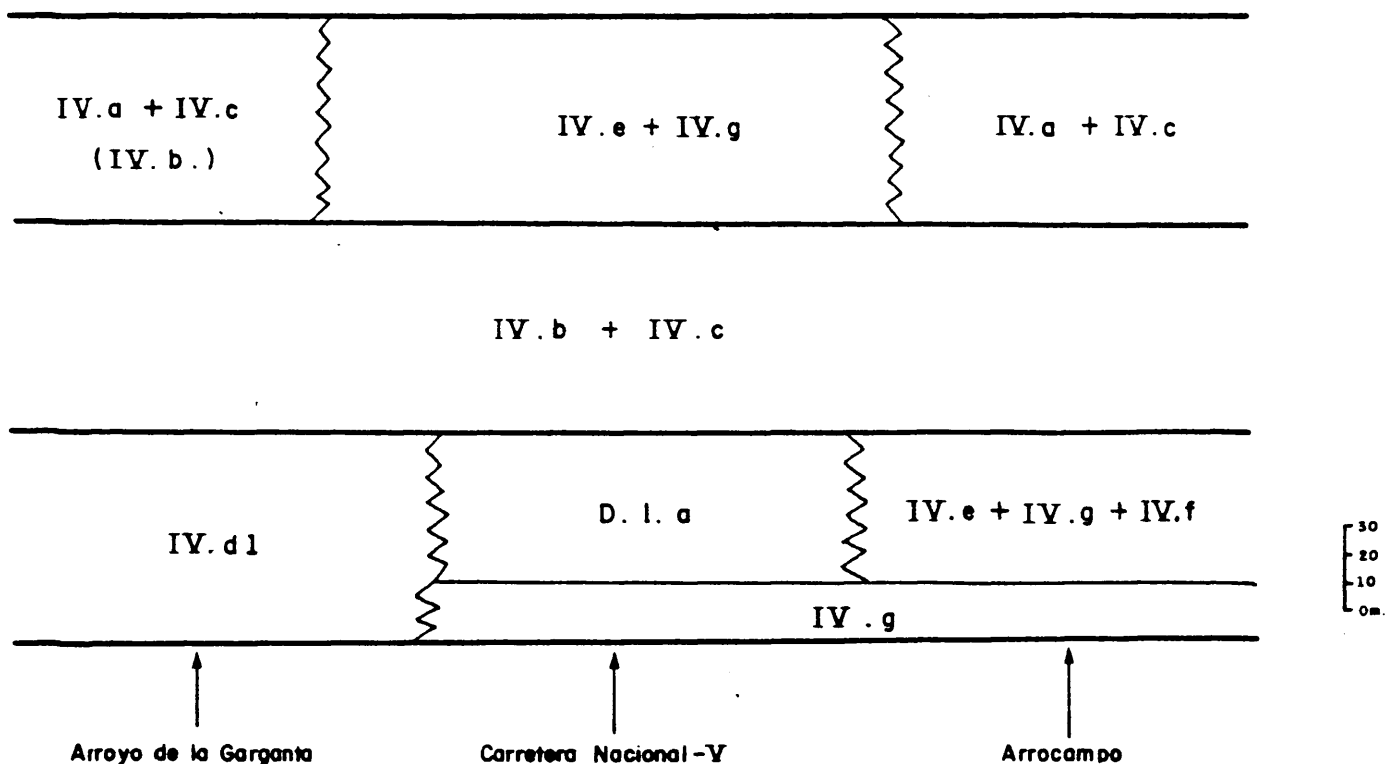
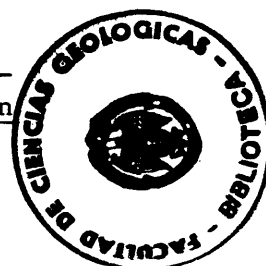


Fig. 104: Distribución de las facies y asociacio-
nes de facies de la unidad AS.3.b, en la zona de Roman
gordo.



ciones IV.a y IV.c con local desarrollo de la asociación IV.b hacia el SE. Estas tres últimas asociaciones de facies representan la progradación de un conjunto canal tidal-llanura mareal, en una zona inter a submareal, donde existirían dos tipos de canales IV.a y IV.b que representan diversas jerarquías dentro de la red canalizada, los canales principales (IV.a), tienen un relleno mixto terrígeno-carbonatado y presentan direcciones de paleocorrientes bimodales opuestas y los canales secundarios (IV.b), - terrígenos, que pueden representar canales más internos a los que no llegue material carbonatado. La llanura mareal estaría representada por la asociación IV.c. Las asociaciones IV.e y IV.g representarían una zona submareal, más tranquila, que no sería barrida por la acción de los canales, en la cual se -- pueden desarrollar las mayas de algas, fig. 106.

2) Afloramientos aislados en el anticlinal de Navezuelas-Robledollano.

Son dos afloramientos, en ambos aparecen en la base asociaciones IV.g, que representan el -- inicio de la colonización del sustrato por malla de algas planas (estromatolitos), en medios subtidales, que se ven cortados por esporádicos episodios terrígenos que impiden el desarrollo de las algas. Hacia arriba, en ambos afloramientos, aparecen facies D.l.a que son originadas por el crecimiento de mallas de algas, formando montículos de relativo tamaño (por ejemplo, cantera de cal en el arroyo del Colmenar), alternando con asociaciones de tipo IV.g que representan el crecimiento de mallas de algas en medios subtidales cortadas por influjos terrígenos. Localmente (Roturas), además de la IV.g, aparece la asociación IV.e con desarrollo principal de sus términos tractivos. Las suponemos originadas en medios submareales tranquilos, con locales influjos terrígenos, aportados por corrientes, tormentas u oleaje. En ocasiones tormentas o corrientes actuarían sobre los niveles de algas destruyéndolos y resedimentándolos.

3) Afloramientos aislados en los alrededores del puente de Almaraz.

El desarrollo de los niveles carbonatados se inicia con la asociación IV.g como en las áreas anteriores y que al igual que en aquéllas representa el inicio de la colonización del sustrato por medio de mallas de algas (estromatolitos), en medios subtidales con frecuentes episodios terrígenos finos que impiden el crecimiento de las algas. El resto de la unidad está constituida por la asociación IV.g y por la IV.f, la primera representa los continuados intentos de colonización del sustrato, llegan a desarrollarse pequeños montículos, que se ven anegados por frecuentes aporte terrígenos. En otras ocasiones la acción de corrientes o tormentas destruye directamente los niveles de algas, resedimentándolos posteriormente (IV.f).

4) Afloramientos en los flancos SW. y NE. del anticlinal de Ibor. En esta banda se han distinguido tres áreas, fig. 102:

4.1) Desde Valdecañas hacia el NW., fig. 107. Como en otros puntos la sedimentación carbonatada comienza por asociaciones de tipo IV.g que suponen el inicio de colonización del sustrato por mallas de algas planas (estromatolitos), en medios subtidales, que son cortadas por frecuentes episodios terrígenos de grano fino, que serían aportados por corrientes, tormentas u oleaje. Por encima domina la asociación IV.e que representan la migración en medios subtidales de barras arenosas por corrientes ANDERTON (1.976), u oleaje RAAF et al. (1.977), a techo de las cuales aparecen grandes cuerpos montañosos bioconstruidos, cuyo relieve se pone de manifiesto por la existencia de pequeños slumps en sus flancos (asociación IV.d.2). Este conjunto (asociaciones IV.e y IV.d.2), representa un medio de plataforma abierta, subtidal, en el que alternarían episodios energéticos, con migración de barras, etc., y episodios no energéticos (niveles de algas), con escasos aportes terrígenos. Por último, a techo, dominan las asociaciones IV.c y IV.f, junto con esporádicas asociaciones IV.b, que representan la progradación de un conjunto canal tidal-llanura mareal en medios inter a subtidales someros. Hacia el NW. se -- siguen manteniendo las mismas condiciones anteriores, con dominio de la asociación IV.e y con la existencia de cuerpos bioconstruidos, aunque de menor tamaño que los anteriores, que se suponen originadas en una zona más profunda que la anterior, fig. 108.

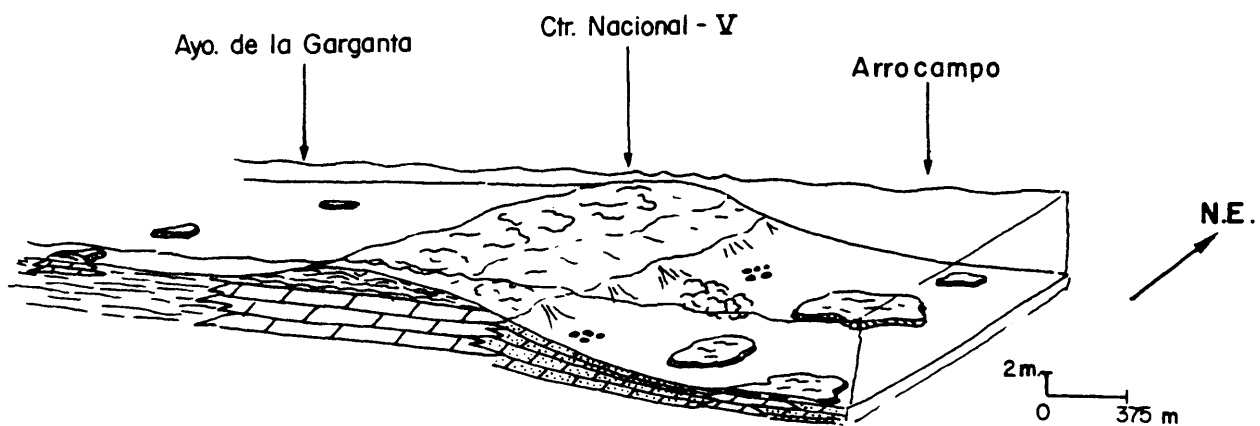


Fig. 105: Reconstrucción paleogeográfica de la -
etapa 1 en el surco se Romangordo. Unidad carbonatada
(AS.3.b), ver fig. 104.

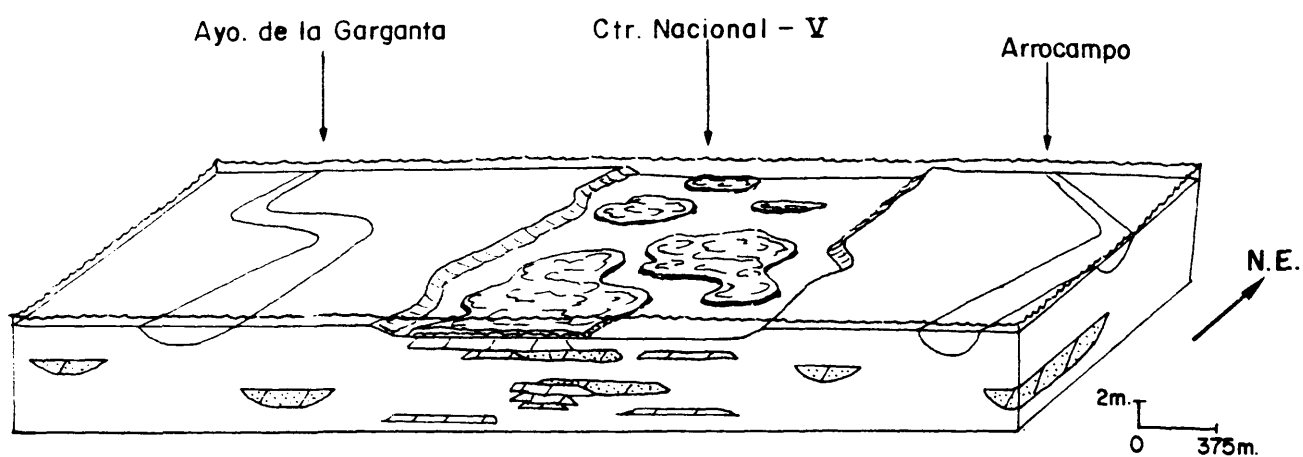


Fig. 106: Reconstrucción paleogeográfica de la -
etapa 3 en el surco de Romangordo. Unidad carbonatada
(AS.3.b), ver fig. 104.

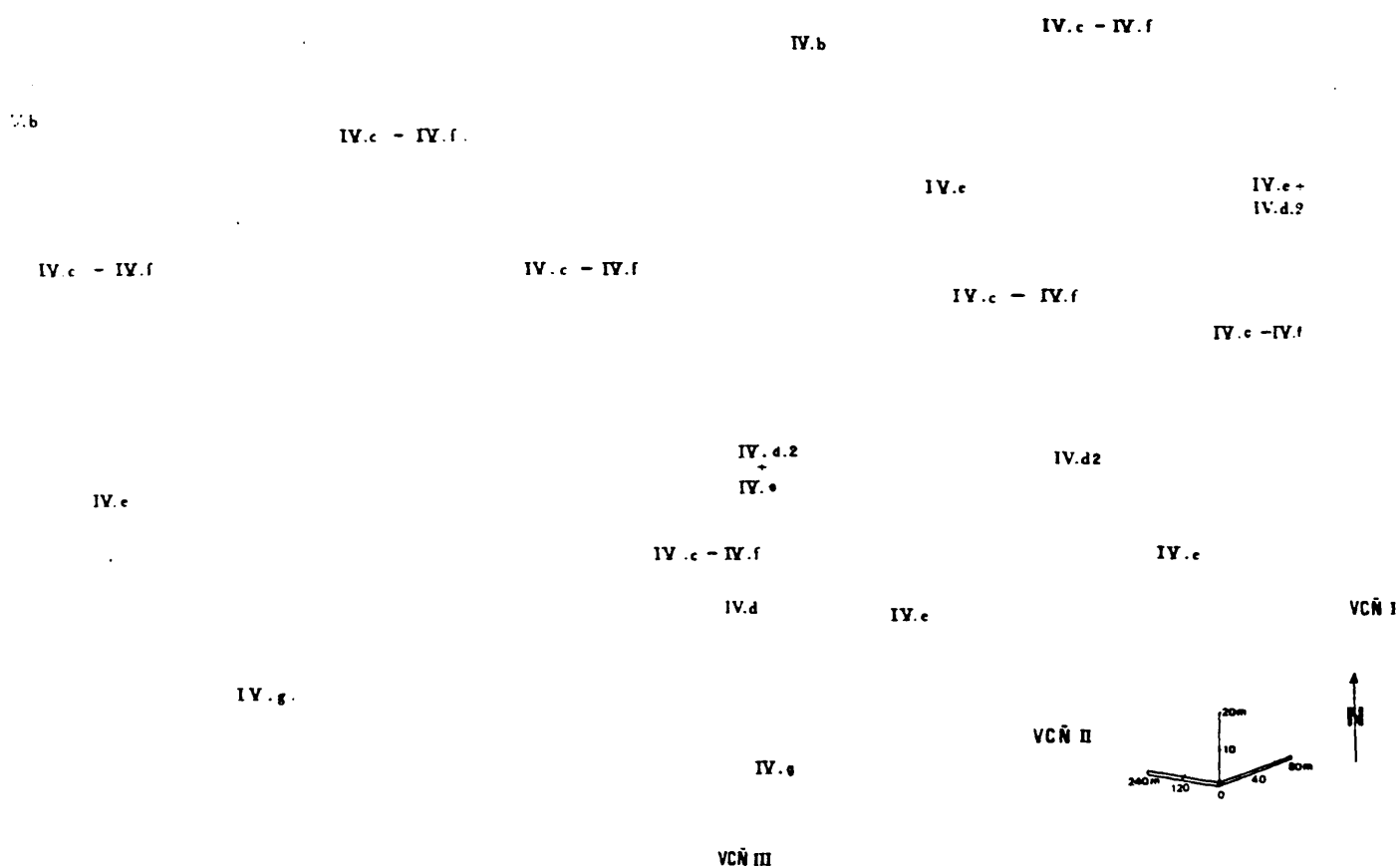


Fig. 107: Distribución de las facies y asociaciones de facies de la unidad AS.3.b, en la zona de Valdecañas.

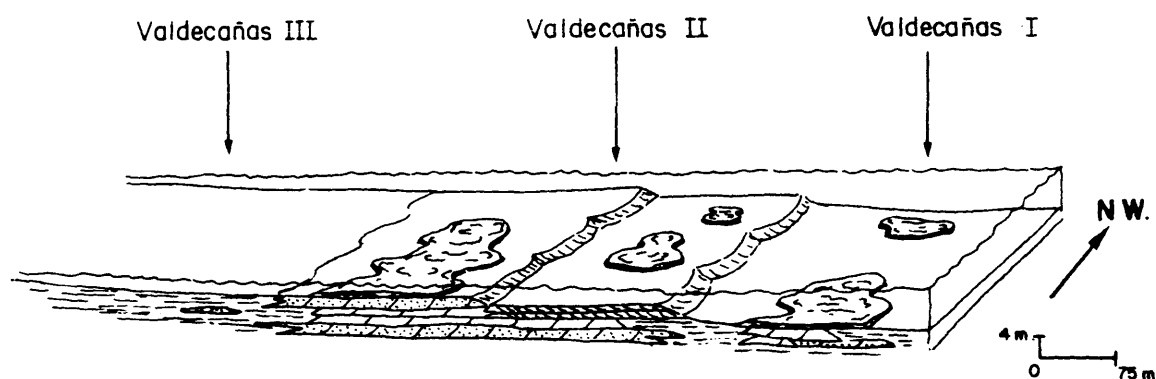


Fig. 108: Reconstrucción paleogeográfica del estadio 2 en el surco de Valdecañas, unidad carbonatada (AS.3.b), ver fig. 107.

4.2) Entre Valdecañas y la carretera a Carrascalejo (Hospital del Obispo). En esta zona, sólo aparecen asociaciones IV.g y localmente IV.e. Representan los intentos de colonización del sustrato por mallas de algas en medios subtidales, que se ven cortadas por episodios terrígenos, posiblemente -aportados por corrientes, oleaje o tormentas. El material carbonatado que fuera erosionado podría resedimentarse cuando la energía disminuyera, dando lugar a la asociación IV.e. Estas asociaciones representarían un ambiente sublitoral poco profundo, de baja energía, pero sometido esporádicamente a la acción de corrientes, oleaje o tormentas.

4.3) Entre la carretera a Carrascalejo (Hospital del Obispo) y la terminación del área estudiada, hacia el SE., incluyéndose los afloramientos al SW. de Guadalupe. En esta zona sólo aparece una asociación de facies, IV.d.2. Esta zona sería un área submareal poco profunda que recibiría frecuentes aportes terrígenos finos que impedirían el crecimiento de los niveles de algas excepto en algunos lugares donde éstos formarían montículos, a veces de gran tamaño. Los niveles de calcoesquistos que representan episodios de colonización abortados, que aparecen entre los montículos de algas, nos indican la existencia de una sedimentación terrígena fina continua. Esporádicamente, estarían sometidos a la acción de corrientes, oleaje o tormentas que generarían superficies erosivas internas en los montículos de algas y niveles dolomíticos tractivos. Se suponen originados en una zona más somera, intertidal, quizás subtidal alto, frente a las zonas anteriores, una interpretación similar para estos niveles fue realizada anteriormente por VILAS et al. (1.979), aunque estos autores incluían medios supratidales en esta zona, sin embargo, no hemos encontrado indicios de exposición subaérea que nos permitan confirmarlo.

En resumen, la unidad carbonatada presenta una variación de medios de sub a intermareales, -localmente quizás supratidales, en un ambiente de plataforma de baja energía sometido a la acción esporádica de oleaje, tormentas y/o corrientes. La profundidad de la cuenca en función de la distribución de espesores de la unidad, fig. 102, así como de las características de las asociaciones de facies, --fig. 108, parece presentar una tendencia a ser mayor hacia el NW., aunque dada la disposición lineal -de los afloramientos esta impresión puede ser algo engañosa, pudiendo representar esa zona un pequeño surco, mientras que la dirección real de la cuenca puede ser distinta.

5.7 Unidad AS.3.c

En esta unidad hemos reconocido nueve facies, ocho de ellas terrígenas y una dolomítica, que se agrupan formando dos asociaciones de facies V.a y V.b.

5.7.1 Descripción de las facies (fig. 109 a)

5.7.1.a Facies terrígenas (fig. 109 a)

Facies C.m.: Microconglomerados cuarcíticos y grauvacas microconglomeráticas grises claras a pardas, los niveles más gruesos son granosoportados con matriz grauváquica. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, que puede contener cantos blandos; y techo plano. Son masivos.

Facies S.a.: Grauvacas de grano fino a grueso grises claras a oscuras. Forman cuerpos tabulares o lenticulares con base cóncava, erosiva, o plana, erosiva a no erosiva; y techo plano. Presentan estratificación cruzada tanto planar como de surco.

Facies S.b.: Grauvacas de fino a medio, localmente grueso, grises claras y oscuras a pardas, pueden estar alteradas y presentar diversas tonalidades. Forman cuerpos tabulares deci a centimétricos con base plana, erosiva a no erosiva; y techo plano. Presentan laminación paralela.

Facies S.c.: Grauvacas de grano muy fino a medio grises y pardas, que pueden estar alteradas y presentar una coloración variada. Forman cuerpos tabulares centimétricos, raramente decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva; y techo plano u ondulado por ripples. Presentan laminación cruzada -planar.

Facies S.m.: Grauvacas de grano fino a grueso grises y ocre, pudiendo presentar otras tonalidades por alteración. Forman cuerpos tabulares con base plana, erosiva a no erosiva; y techo plano.

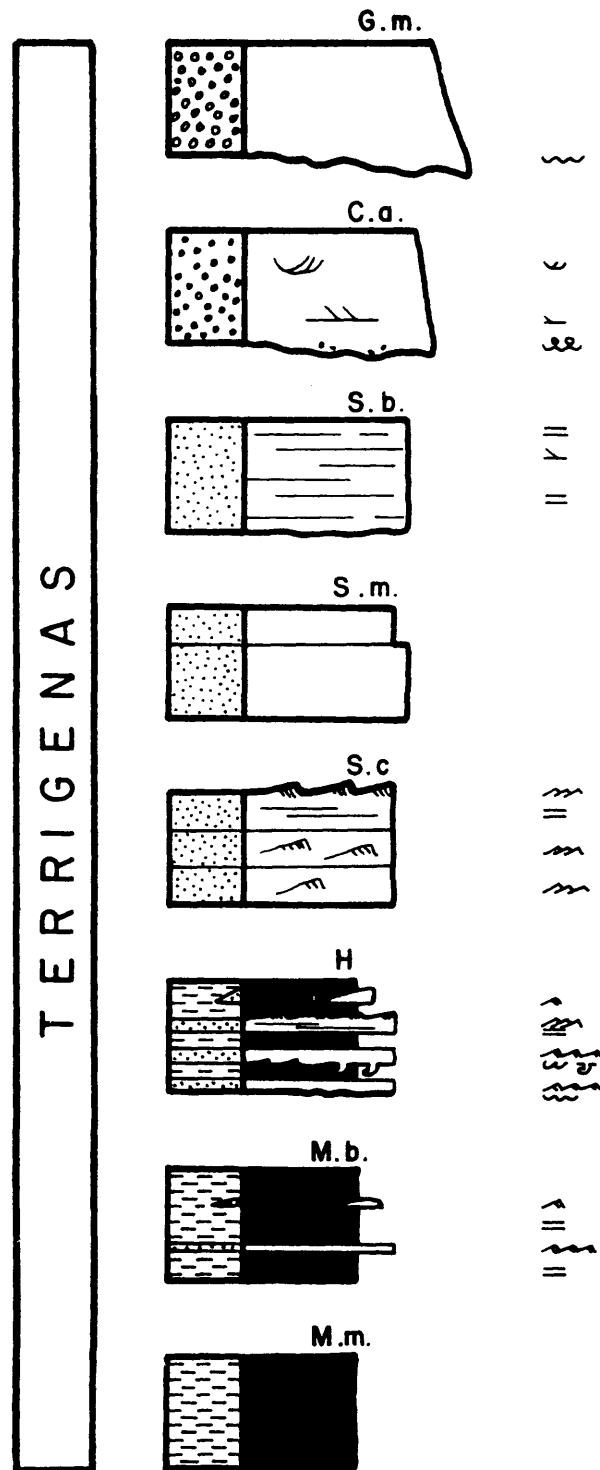
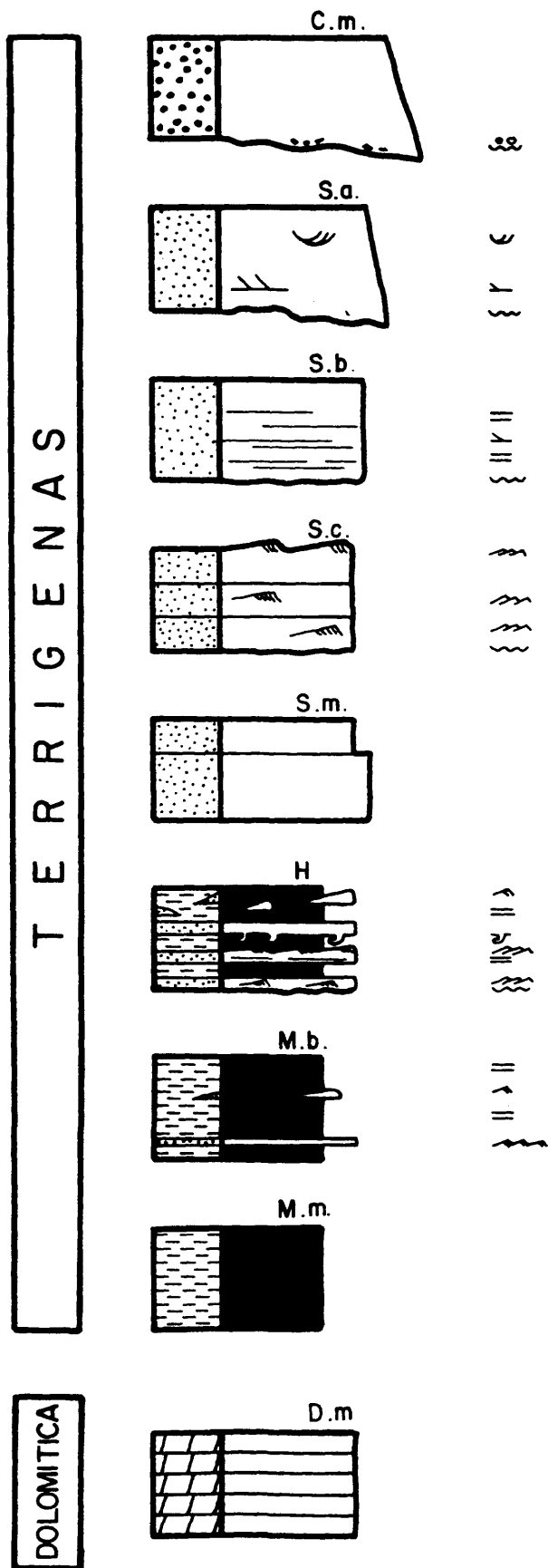


Fig. 109b: Facies de la unidad AS.4.

Fig. 109a: Facies terrígenas y dolomíticas de la unidad AS.3.c.

lidades por alteración. Forman cuerpos tabulares con base plana, erosiva a no erosiva; y techo plano. Son masivas.

Facies H.: Aunque esta facies está compuesta por dos términos litológicos dada su relación genética, los describimos juntos. Son alternancias mili a centimétricas de grauvas y lutitas. Las grauvas son de grano fino a muy fino, grises y pardas, que pueden estar alteradas y presentar tonos muy variados, su base es plana, erosiva a no erosiva, con huellas de carga y escapes de fluidos; su techo es plano o está ondulado por ripples. Son masivas o presentan una microlaminación paralela o cruzada planar. Las lutitas son grises claras y oscuras a verdes y, en ocasiones, negruzcas, que pueden presentar diversas tonalidades por alteración. Normalmente presentan laminación paralela por alternancia de láminas de distintos tonos, con relativa frecuencia se suelen encontrar niveles con acumulación de fragmentos de filamentos verticales (Vendotaenidos), sobre los planos de estratificación. Ocasionalmente, los niveles grauváquicos pueden presentar morfologías lenticulares (estratificación lenticular).

Facies M.b.: Lutitas grises y verdes con colores de alteración variados, negruzcos, blancos, etc. Presentan laminación paralela por alternancias de láminas de distintos colores. Pueden contener esporádicas láminas o lenticulas, milimétricas, de grauvas de grano muy fino con bases y techos planos.

Facies M.m.: Lutitas grises y verdes, claras a oscuras, alteradas a tonalidades diversas. Son masivas o presentan esporádicas láminas milimétricas de lutitas negras.

5.7.1.b Facies dolomíticas (fig. 109 a)

Facies D.m.: Dolomías macrocristalinas, ankeríticas, marrones y achocolatadas. Forman cuerpos monticulares de pequeño tamaño. Son masivas.

5.7.2 Asociaciones de facies

Las facies de la unidad AS.3.c se agrupan formando dos asociaciones: una, dominante, no canalizada, V.a; y otra no canalizada, V.b, que sólo aparece esporádicamente.

Asociación V.a (fig. 110): Está constituida por las facies S.b., S.c., S.m., H. y M.b.

Las facies S.b. se originarían a partir de corrientes tractivas de muy alta energía en régimen de flujo alto, con desarrollo de lechos planos, el sedimento se depositaría como carga de fondo -- aunque podrían ser introducidos en suspensión. El material se movería en forma de mantos (sheet flood), o bien por zonas predominantemente canalizadas.

Las facies S.c. se generarían por corrientes tractivas con transporte de sedimentos como carga de fondo, en régimen de flujo bajo, con formación de ripples. Ocasionalmente pueden reflejar un tránsito de condiciones desde un régimen de flujo alto (laminación paralela) a régimen de flujo bajo --- (ripples).

Las facies S.m. se formarían por corrientes tractivas con transporte de sedimentos por carga de fondo, de alta o baja energía en régimen de flujo bajo, aunque el material se deposite como carga de fondo podría ser introducido en suspensión. Los sedimentos se moverían en forma de manto (sheet --- flood), o bien por zonas predominantemente canalizadas.

Las facies H. tendrían su origen en la alternancia de períodos energéticos y de calma. En los energéticos se producen las láminas grauváquicas por migración de ripples y trenes de ripples con moderado o escaso aporte de material tamaño arena, debido a corrientes tractivas de media-baja energía con transporte de sedimentos por carga de fondo, aunque el material podría ser introducido en suspensión y depositarse por decantación si la corriente pierde energía rápidamente. En los períodos de calma se formarían las láminas lutíticas por decantación del material fino en suspensión. Una alta tasa de sedimentación viene indicada por la existencia de huellas de carga y escapes de fluidos que indicarían la deposición de la lámina grauváquica cuando la lámina lutítica infrayacente aún no se había consolidado.

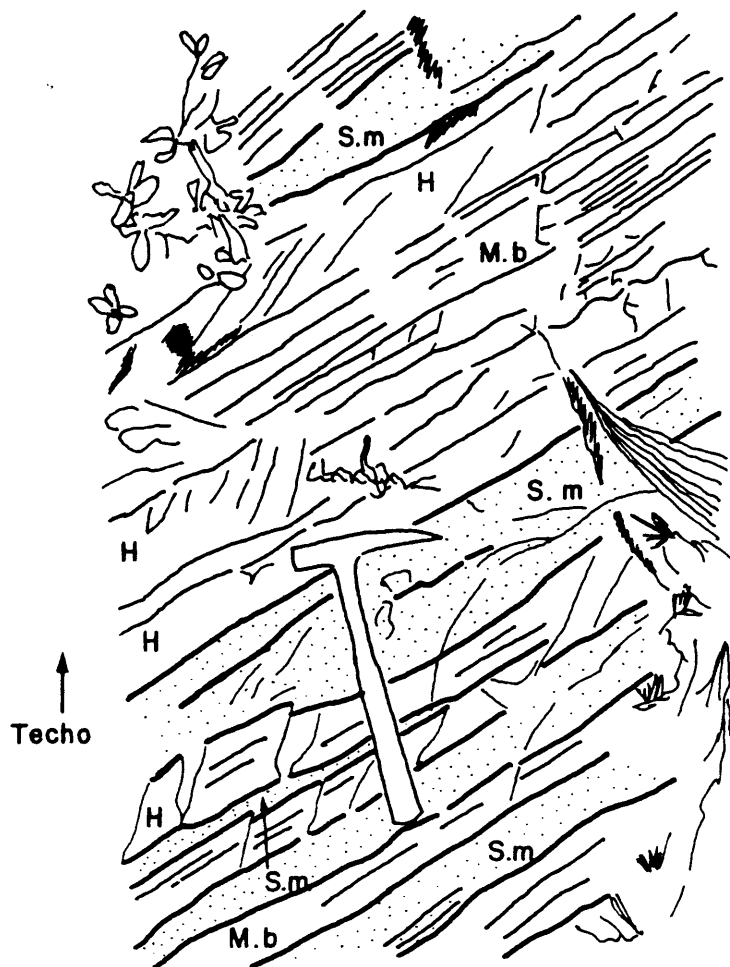


Fig. 110: Asociación V.a. Columna Hospital del -- Obispo II.

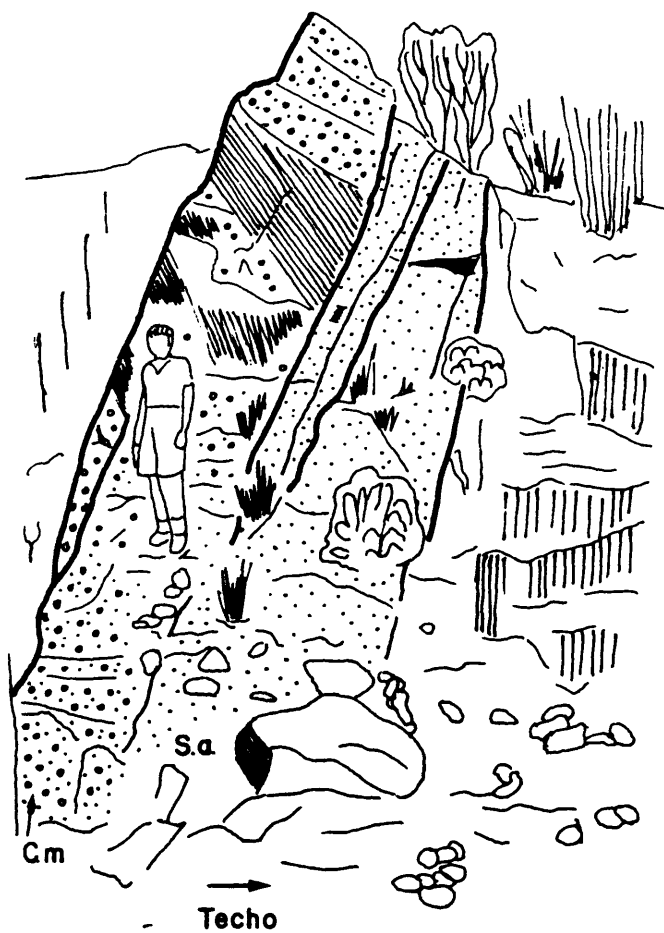


Fig. 111: Asociación V.b, nivel canalizado con base erosiva, a techo y muro afloran facies laminadas de la asociación V.a. Columna arroyo del Colmenar.

Las facies M.b. se formarían por decantación del material fino en suspensión durante largos períodos de calma. Las láminas y lentículas arenosas reflejan esporádicos momentos energéticos con es- caso aporte de material tamaño arena, se depositarían por decantación de material en suspensión.

Las facies de la asociación V.a, fig. 110, no presentan ningún tipo de secuencialidad. Repre sentan ambientes de plataforma siliciclástica abierta en la que las facies S.b., S.c. y S.m. se podrían originar por episodios tormentosos con gran cantidad de sedimento disponible, GOLDRING y BRIDGES (1.973), JOHNSON (1.978), mientras que las facies H. representarían o bien depósitos distales de tormenta, o -- bien los aportes normales y constantes de una plataforma siliciclástica de baja energía, aportados des de áreas continentales y retrabajados por corrientes u oleaje, de moderada intensidad, JOHNSON (1.978). La existencia de filamentos vegetales (género *Vendotaenia*, acritarco planctónico), indicarían un ambien te marino. Finalmente, las facies M.b. constituyen la sedimentación continua dentro de una plataforma siliciclástica de baja energía, JOHNSON (1.978), con raros aporte de material tamaño arena.

Asociación V.b (fig. 111): Está constituida por las facies C.m., S.a., S.m., M.m. y D.m.

Las facies C.m. se originarían por corrientes tractivas de muy alta energía en régimen de flu jo alto, con formación de lechos planos y transporte del sedimento como carga de fondo y localmente en suspensión.

Las facies S.a. se formarían por corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo ba jo, con migración de megaripples tanto de cresta recta como sinuosa, con transporte del sedimento como carga de fondo.

Las facies S.m. aunque no presentan ningún tipo de estructura, dada su asociación con las fa cies anteriores, suponemos que se originarían por corrientes tractivas de media-baja energía en régimen de flujo bajo con transporte del sedimento por carga de fondo.

Las facies M.m. se generarían por decantación del material fino en suspensión, en períodos - tranquilos.

Las facies D.m. se originarían por crecimiento de mallas de algas planas (estromatolitos), - en períodos tranquilos, con aguas claras (poco material en suspensión), en medios subtidales (ver aso- ciación IV.d).

Las facies de la asociación V.b se agrupan formando secuencias canalizadas positivas (fining upward), fig. 111, con la sucesión de facies C.m.-S.a.-S.m.-D.m.-M.m., con potencias variables entre - 3-6 metros.

Esta asociación puede presentar dos tipos de secuencias: V.b.1, con la sucesión C.m.-M.m. en la que las facies C.m. representarían los materiales de relleno de un canal activo, y las facies M.m. la fase de acrección vertical en las etapas de abandono del canal.

La otra secuencia, V.b.2, presenta la sucesión S.a.-S.m.-D.m.-M.m., en la que las facies S.a. y S.m. representarían el relleno de un canal activo, reflejando etapas sucesivas de menor energía. La facies D.m., que sólo aparece muy esporádicamente, se originarían por crecimiento de mallas de algas - en zonas subtidales, en la fase de abandono de los canales, si las condiciones ecológicas lo permiten. Finalmente, las facies M.m. reflejarían las fases de acrección vertical en los momentos de abandono del canal.

5.7.3 Interpretación ambiental

La unidad AS.3.c la interpretamos como originada por el relleno de una plataforma siliciclás tica de baja energía, JOHNSON (1.978). La asociación V.a, recuerda las facies descritas por RAAF et al. (1.977), en un modelo de plataforma dominado por el oleaje. De esta forma las facies S.b., S.m. y S.c. de nuestro trabajo podrían ser equivalentes a sus facies S.b. que se originarían por migración de ba-- rras en medios subtidales, al no presentar indicios de emersión. Las facies H. y M.b. serían equivalen

tes a las facies M., H.a., H.b. y H.c. de RAAF et al. (op. cit.), todas las cuales presentan estructuras generadas por oleajes, los diferentes tipos se deben a la actividad fluctuante del oleaje, presentando todas las facies una profundidad similar. La existencia de filamentos de algas planctónicas, que indican también un medio marino, dada su excelente conservación en los planos de las láminas de decantación de las facies H. o M.b., estaría de acuerdo con la baja energía del ambiente deposicional.

No podemos descartar, dada la carencia de estructuras sedimentarias y de medidas de paleocorrientes, que no sólo nos impide reconocer con exactitud el ambiente sedimentario, sino también precisar la posición relativa cuenca-continente, que alguna de las facies se puede interpretar por otro tipo de procesos, como episodios tormentosos, que podrían introducir materiales de granulometría más gruesa desde áreas someras y que podrían generar canales (asociación V.b), que se rellenarían durante la fase de desvanecimiento de la tormenta, BANKS (1.973); o por procesos mareales, en este caso, las facies S.b., S.m. y S.c. podrían ser equivalentes, aunque de menor energía, a las barras descritas por ANDERTON (1.976), en la cuarcita Jura de Escocia, siendo equivalentes las facies H. y M.m. a sus facies finas.

La asociación V.b se puede interpretar como originada por esporádicas incursiones energéticas desde zonas más someras, de forma similar a la asociación III.b de la unidad AS.3.a, en su parte media alta, en zonas distales de la plataforma. Aunque no puede descartarse que fueran canales excavados por tormentas como los descritos por BANKS (1.973), como ya hemos indicado.

5.8 Unidad AS.4

En esta unidad hemos reconocido ocho tipos de facies, todas ellas terrígenas, que se agrupan formando cuatro asociaciones de facies, VI.a, VI.b, VI.c y VI.d.

5.8.1 Descripción de las facies (fig. 109 b)

Facies C.m.: Microconglomerados cuarcíticos y grauvacas de grano fino a grueso, localmente conglomerados cuarcíticos, grises y pardos. Los conglomerados son granosoportados, con matriz grauváquica. Forman cuerpos lenticulares o tabulares con base cóncava, erosiva, o plano-ondulada, también erosiva; techo plano. Son masivos.

Facies C.a.: Microconglomerados y grauvacas de grano fino a grueso, grises y pardos. Los microconglomerados son granosoportados y están constituidos por clastos de cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas en una matriz grauváquica. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva que, localmente, contiene cantos blandos; y techo plano. Presentan estratificación cruzada tanto planar como de surco.

Facies S.b.: Grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso, grises, verdosas y pardas, que pueden estar alteradas y presentar tonalidades diversas. Forman cuerpos tabulares decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva; y techo plano. Presentan laminación paralela o cruzada planar de bajo ángulo.

Facies S.c.: Grauvacas de grano muy fino a medio, grises y verdes a pardas, que pueden presentar coloración rojiza, principalmente, por alteración. Forman cuerpos tabulares centimétricos con base plana, erosiva a no erosiva; y techo plano u ondulado por ripples. Presentan laminación cruzada planar.

Facies S.m.: Grauvacas de grano fino a grueso, grises, verdes y pardas, con colores rojizos por alteración. Forman cuerpos tabulares centí a decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva; y techo plano. Son masivas.

Facies H.: Es una facies formada por dos términos litológicos genéticamente relacionados por lo que se describen juntos. Son alternancias mili a centimétricas de grauvacas de grano muy fino a fino con bases planas, erosivas a no erosivas, que pueden presentar escapes de fluidos y huellas de carga; y techo plano u ondulado por ripples. Son masivas o presentan una microlaminación paralela o cruzada planar, ocasionalmente forman lenticulas (estratificación lenticular); con lutitas versicolores, grises, -

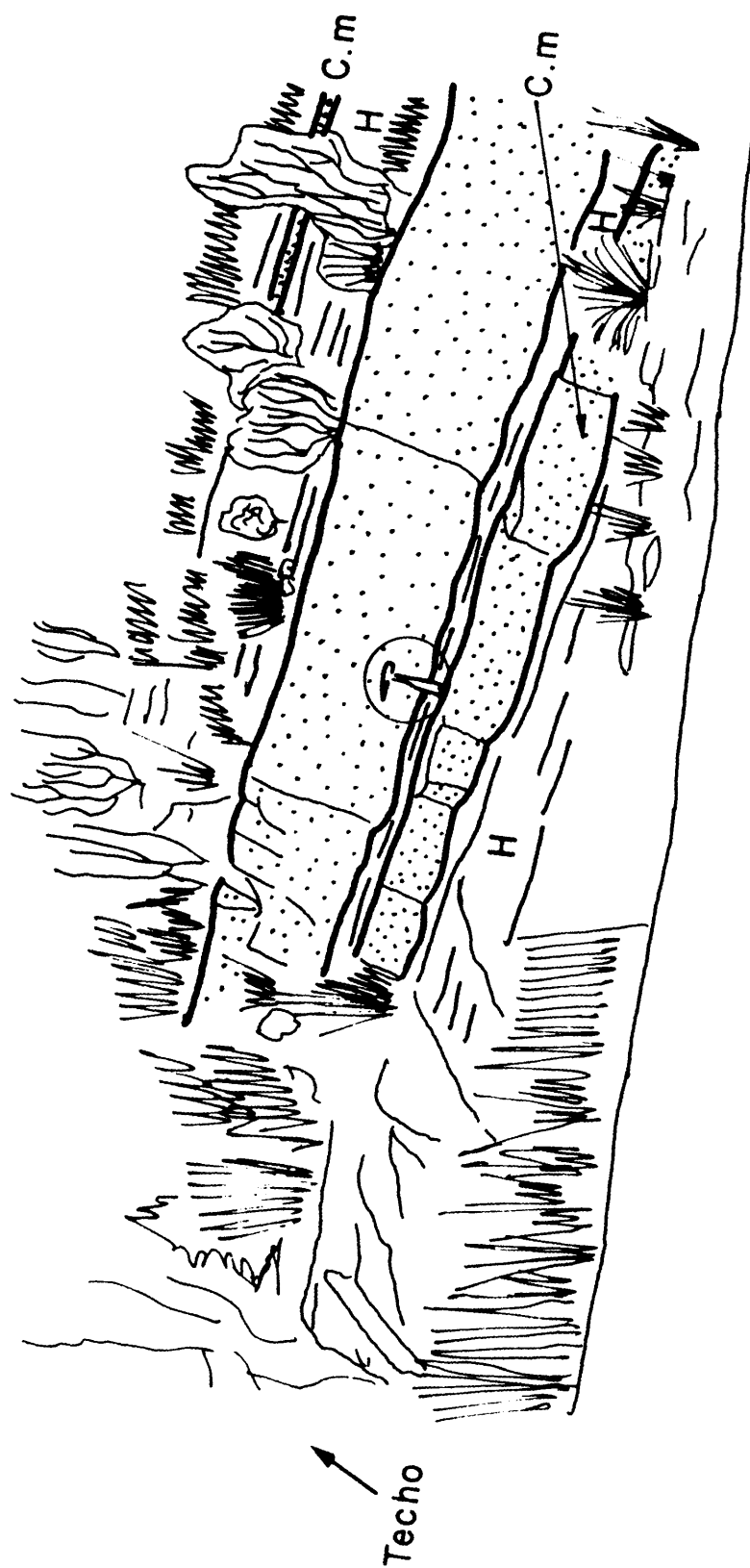


Fig. 112: Asociación VI.a, niveles canalizados con bases suavemente erosivas. Columna Hospital del Obispo VI.

verdes, negras, blancas, etc., que presentan laminación paralela por alternancia de láminas de distinta coloración.

Facies M.b.: Lutitas versicolores, grises, verdes, blancas, etc. Presentan laminación paralela planar por alternancias milimétrica de láminas de distintas tonalidades. Pueden presentar esporádicas láminas o lentículas milimétricas de grauvacas de grano muy fino con bases y techos planos, masivas.

Facies M.m.: Lutitas grises a verdes, que pueden estar alteradas y presentar diversos tonos. Son masivas, aunque pueden contener alguna lámina de lutitas negras.

5.8.2 Asociaciones de facies

Las facies de la unidad AS.4 se agrupan formando cuatro asociaciones de facies, una canalizada, VI.a, y tres no canalizadas, VI.b, VI.c y VI.d.

Asociación VI.a (fig. 112): Esta constituida por las facies C.m., C.a., S.m., S.c., H. y M.m.

Las facies C.m. se originarían por corrientes tractivas de alta energía, la ausencia de estructuras nos impide precisar el tipo de régimen y las formas sedimentarias dominantes, aunque su asociación con las facies C.a. nos hace suponer que serían equivalentes a ellas y que la recristalización que ha sufrido la roca ha borrado las estructuras. En este caso se generarían en régimen de flujo bajo por migración de megaripples, tanto de cresta recta, como sinuosa, con transporte de sedimentos como carga de fondo.

Las facies C.a. se originarían por migración de megaripples tanto de cresta recta como sinuosa, con transporte de sedimentos por carga de fondo, en respuesta a la acción de corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo bajo.

Las facies S.m. se formarían por migración de megaripples, con transporte de sedimentos por carga de fondo, los megaripples serían de menor tamaño que los anteriores, tanto de cresta recta, como sinuosa, en respuesta a la acción de corrientes tractivas de media energía en régimen de flujo bajo. Su interpretación se realiza en función de su asociación con las restantes facies, pues su estructura es masiva.

Las facies S.c. se generarían por migración de ripples, con transporte de sedimentos como carga de fondo, en respuesta a la acción de corrientes tractivas de baja energía en régimen de flujo bajo.

Las facies H. se originarían por alternancias de períodos energéticos con transporte de sedimentos como carga de fondo por corrientes tractivas de baja energía, con moderado aporte de sedimento, parte del sedimento puede haber sido aportado en suspensión; con períodos no energéticos, en los que predomina la deposición del material fino en suspensión, por decantación.

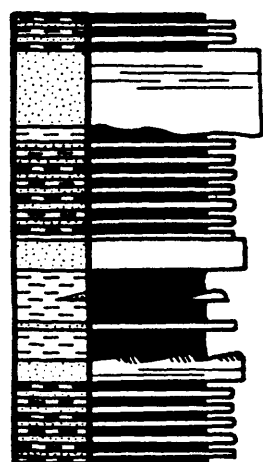
La facies M.m. se formaría por decantación del material fino en suspensión, en períodos prolongados de calma. La existencia de lutitas negras podría indicar una tasa de sedimentación muy baja.

Estas facies se agrupan formando secuencias canalizadas positivas (fining upward), fig. 112, cuyo tamaño es variable entre 0,5 y 10 m., con la sucesión C.m.(C.a.)-S.m.-S.c.-H.-M.m.

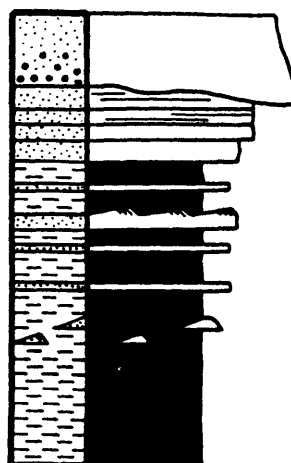
Representan sucesivas etapas de relleno de canales en condiciones cada vez de menor energía -- que las anteriores, aunque localmente pueden generarse secuencias de relleno compuestas (facies C.m., C.a., S.m. y S.c.). Las facies H. y M.m. representarían los depósitos de acreción vertical, una vez que el canal deja de ser activo. En las facies H. los materiales grauváquicos representarían, o bien depósitos de desbordamiento de otros canales (overbank flooding), o más posiblemente aportes esporádicos dentro de una plataforma siliciclástica de baja energía dominada por corrientes, tormentas u oleaje, -- JOHNSON (1.978).

Asociación VI.b (fig. 113 a): Esta constituida por las facies S.b., S.c., S.m., H y M.b.

La facies S.b. se originaría a partir de corrientes tractivas de muy alta energía en régimen



H.
S.b.
H.
S.m.
M.b.
S.c.
H.



Cm.
S.b.
S.m.
M.b.
S.c.
M.b.
M.m.

Fig. 113a: Asociación VI.b, unidad AS.4.

Fig. 113b: Asociación VI.d, unidad AS.4.

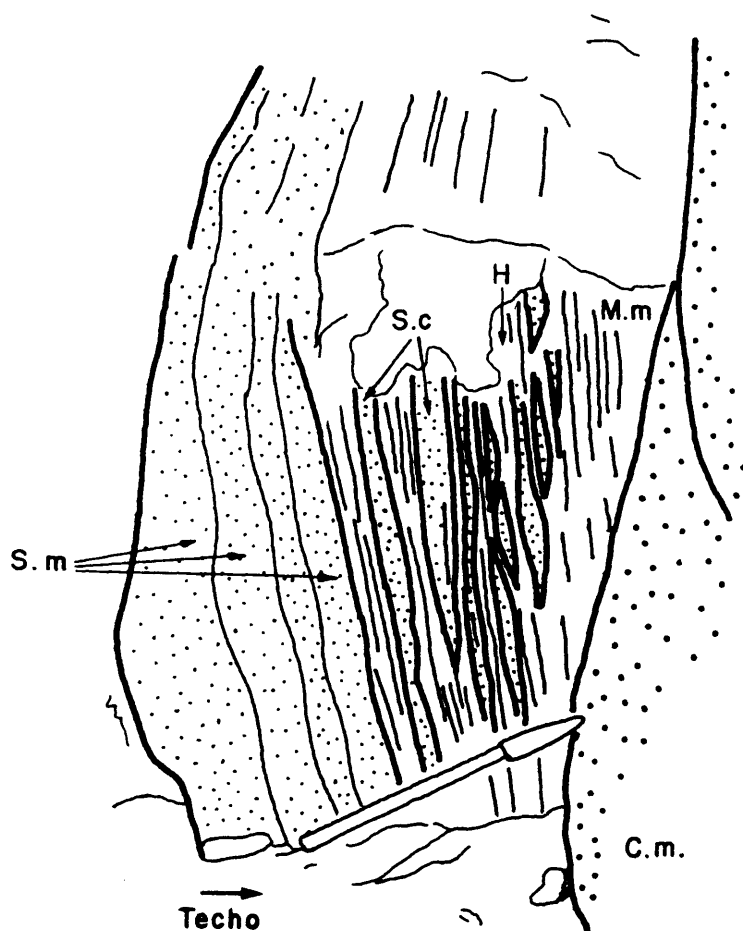


Fig. 114: Asociación VI.c, secuencia de granulometría decreciente, erosionada a techo por un nivel canalizado (asociación VI.a), el bolígrafo mide 15 cm. Arroyo Arrogado, proximidades al Puente de Almaraz.

de flujo alto, con desarrollo de lechos planos, o en régimen de flujo bajo por migración de barras arenosas (laminación cruzada de bajo ángulo), el sedimento se depositaría como carga de fondo, aunque podría ser introducido en la cuenca en suspensión. El material se movería predominantemente en forma de mantos (sheet flood) y localmente a lo largo de ligeras canalizaciones.

Las facies S.c. se generarían por corrientes tractivas de baja energía en régimen de flujo bajo con transporte de sedimentos como carga de fondo, por migración de trenes de ripples.

Las facies S.m. se formarían por migración de ripples y megaripples en respuesta a la acción de corrientes tractivas de media energía en régimen de flujo bajo, con transporte de sedimentos por carga de fondo. Ocasionalmente, algunos niveles representan deposición por decantación a partir de una corriente de velocidad decreciente que podría haber transportado el material en suspensión.

Las facies H. tendrían su origen en la alternancia de períodos energéticos, en los que se generaría la lámina grauváquica por migración de ripples y trenes de ripples debido a corrientes tractivas de baja energía, con transporte de sedimentos por carga de fondo, con moderado aporte sedimentario, localmente el material podría ser introducido en suspensión y depositarse por decantación. Estos períodos energéticos alternarían con períodos de calma en los que predomina la deposición del material en suspensión, por decantación. Una alta tasa de sedimentación vendría indicada por la existencia de huellas de carga y escapes de fluidos en las bases de las láminas grauváquicas.

Las facies M.b. se formarían por decantación del material fino en suspensión, en períodos prolongados de calma, las láminas y lenticulas grauváquicas reflejarían raros episodios energéticos con es caso aporte de material, principalmente en suspensión, el material se depositaría por decantación, o como carga de fondo debido a la acción de débiles corrientes tractivas.

Las facies de la asociación VI.b, no presentan ningún tipo de secuencialidad, fig. 113 a. Reflejarían depósitos en ambientes de plataforma siliciclástica en los que las facies H. y M.b. serían -- los depósitos normales de una plataforma de baja energía, JOHNSON (1.978), normalmente aportados desde áreas continentales y retrabajados por la acción de tormentas, corrientes, mareas u oleaje, la existencia de filamentos vegetales en los planos de decantación, además de indicar un ambiente marino, indicaría un medio de baja energía, que permitiría su decantación sin romper los filamentos de las algas.

Las facies gruesas S.b., S.m. y S.c., podrían representar desde episodios tormentosos, con -- gran cantidad de sedimento disponible, GOLDRING y BRIDGES (1.973), a episodios de migración de dunas y ripples en respuesta a la acción de corrientes tidales, ANDERTON (1.976), o incluso por migración de barras en medios subtidales (debido a la ausencia de indicios de exposición subaérea), en una plataforma dominada por el oleaje, RAAF et al. (1.977).

Asociación VI. c (fig. 114): Esta constituida por las facies S.m., S.c., H. y M.m.

Las facies S.c. se originarían por la acción de corrientes tractivas de baja energía, con migración de ripples en régimen de flujo bajo y transporte de sedimento como carga de fondo.

Las facies S.m. se generarían, dada su asociación a las facies S.c., por migración de ripples y megaripples en respuesta a la acción de corrientes tractivas de media-baja energía, en régimen de flujo bajo, con transporte de sedimento como carga de fondo.

La facies H. reflejan la alternancia de episodios energéticos con migración de ripples y trenes de ripples por corrientes tractivas de baja energía en régimen de flujo bajo y transporte de sedimentos como carga de fondo; con períodos no energéticos en los que se produciría la decantación del material fino que permanecería en suspensión en las etapas energéticas.

Las facies M.m. se originarían por decantación del material fino en suspensión, durante períodos prolongados de calma.

Las facies de la asociación VI.c se organizan como secuencias positivas no canalizadas (fining

y thinning upward), fig. 114, con espesores variables entre 0,2 y 0,6 m., con la sucesión de facies S.m. -S.c.-H.-M.m.

Representarían episodios de progradación de llanuras mareales KLEIN (1.977), donde las facies basales de la secuencia corresponderían a las llanuras arenosas submareales, REINECK (1.975), EVANS --- (1.975). Las facies H. corresponderían al "tidal bedding", REINECK y SINGH (1.975), con dominio de la - estratificación lenticular, representaría la zona intermareal, KLEIN (1.977), CAMPBELL y OAKS (1.973), WEIMER et al. (1.982). Finalmente la parte superior de la secuencia correspondería a la parte alta de - la llanura mareal, KLEIN (1.977), REINECK (1.975), KNIGHT y DALRYMPLE (1.975). La preservación potencial de estas secuencias sería alta en zonas con moderado o alto aporte de sedimentos, KLEIN (1.977).

Asociación VI.d (fig 113 b): Esta constituida por las facies C.m., S.b., S.m., S.c., M.b. y - M.m.

La facies C.m. se originaría por corrientes tractivas de alta energía, la ausencia de estructuras nos impide precisar el tipo de régimen y las formas sedimentarias dominantes, sin embargo, por -- comparación con otras asociaciones de facies y dada su morfología erosiva se puede suponer que se gener-- rían en régimen de flujo bajo por migración de megaripples tanto de cresta recta como sinuosa, con -- transporte de sedimentos como carga de fondo.

Las facies S.b. se formarían por corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo al-- to, con desarrollo de lechos planos, o bien en régimen de flujo bajo por migración de barras (laminación cruzada de bajo ángulo), el sedimento se depositaría como carga de fondo, aunque podría ser introducido en la cuenca en suspensión.

Las facies S.m. se generan por corrientes tractivas de energía media, dada su asociación con las facies S.b. y su estructura masiva, las suponemos formadas en régimen de flujo bajo, por migración de megaripples de pequeño tamaño, con transporte de sedimento como carga de fondo.

Las facies S.c. tendría su origen en la migración de ripples por la acción de corrientes trac tivas de baja energía en régimen de flujo bajo, con transporte de sedimentos como carga de fondo.

Las facies M.b. se originan por decantación del material fino en suspensión durante períodos prolongados de calma, las láminas y lentículas grauváquicas representarían aislados episodios energéti-- cos con escaso aporte de material terrígeno, éste se depositaría, bien por decantación, bien como carga de fondo por la acción de débiles corrientes tractivas.

Por último, las facies M.m. se habrían generado por decantación del material fino en suspen-- sión durante períodos prolongados de calma. La esporádica presencia de lutitas negras representaría lar gos períodos con escaso aporte sedimentario.

Las facies de la asociación VI.d se organizan como secuencias negativas no canalizadas (coar-- sening y Thickening upward), fig 113 b, con espesores variables entre 4 y 10 m., con la sucesión de fa-- cies M.m.-M.b.(S.c.)-S.m.-S.b.-C.m.

Su interpretación es problemática en función de la ausencia, tanto de organismos fósiles, co-- mo de estructuras sedimentarias (y por lo tanto de direcciones de paleocorrientes). Secuencias pareci-- das a éstas han sido descritas por BRENNER y DAVIS (1.973), como secuencias coarsening upward que repre-- sentarían la progradación de barras arenosas en una plataforma lutítica, esas barras formarían grandes cuerpos arenosos lineales. Otros modelos similares al anterior son comentados por BOUMA et al. (1.982), desarrolladas por fuertes corrientes marinas, tanto tidales, como de tormenta, y corrientes de fondo so bre la plataforma.

RAAF et al. (1.977), interpretan secuencias coarsening upward tmbién similares a éstas, como originadas por progradación de barras arenosas en una plataforma marina somera dominada por el oleaje, en la que las facies finas son las litologías más abundantes. Los diversos tipos de laminación en las

areniscas se interpretan como distintas fases de la acción del oleaje.

Por otro lado, también pueden ser interpretadas como secuencias de relleno de bahías, en la parte baja de una llanura deltaica, COLEMAN y PRIOR (1.982), aunque dada su disposición con las demás asociaciones, no lo creemos posible; o bien como depósitos de barra de desembocadura de los canales -- distributarios, en la llanura deltaica subacuática, COLEMAN y PRIOR (1.982), o progradación del frente deltaico en deltas dominados por el oleaje, ELLIOT (1.978), MIALI (1.979), aunque en este último caso dadas las potencias habituales de este tipo de secuencias no parece probable su comparación con la asociación VI.d.

5.8.3 Interpretación ambiental

Dentro de la unidad AS.4, las asociaciones de facies dominantes son la VI.a y VI.b, mientras que las otras dos sólo aparecen de forma esporádica.

Al igual que la unidad AS.3.c, ésta se puede interpretar como depositada en una plataforma siliciclástica de baja energía, JOHNSON (1.978), con esporádicos episodios energéticos que provocarían la migración de dunas, debido a episodios tormentosos, GOLDRING y BRIDGES (1.973), a corrientes tidales ANDERTON (1.976), o bien por oleaje, RAAF et al. (1.977). La ausencia de estructuras sedimentarias, datos de paleocorrientes, restos orgánicos, etc., hace que sea imposible decantarnos por cualquiera de los modelos para la asociación VI.a.

La dispersión a lo largo de todo el área estudiada de los niveles canalizados, asociación -- VI.b, nos hace pensar en una zona relativamente somera (o más proximal, frente a asociaciones que se pueden considerar más distales por su escasez en niveles canalizados, como es la unidad infrayacente -- AS.3.c). La asociación de los niveles canalizados en una zona concreta (sinclinal de la casa del Rosal) con las asociaciones VI.c (que se ha reconocido en la columna del puente de Almaraz) y la asociación -- VI.d (reconocida en la pista de Higuera a Campillo de Deleitosa), nos hace pensar en ambientes deposicionales subtidales someros e intermareales para esa zona. Además, el hecho de que la asociación VI.d este cortada a techo por niveles canalizados, nos hace suponer que de las hipótesis expresadas anteriormente para esa asociación la más válida es que representen depósitos de barra de desembocadura de canales distribuidores, similares a los descritos por COLEMAN y PRIOR (1.982), lo que apoya un origen subtidal somero para dichas asociaciones. Para el resto de la zona de afloramiento de esta unidad, la existencia únicamente de las asociaciones VI.a y VI.b, nos impide precisar su ambiente deposicional, siendo éste subtidal, en sentido amplio.

En conjunto y ante la ausencia de organismos fósiles (exceptuando los restos de Vendotaenidos que indican un ambiente marino de baja energía), de paleocorrientes y de distribución de espesores, -- no podemos descartar un origen deltaico en sentido amplio para esta unidad, aunque es imposible reconocer todas sus características, la existencia de secuencias de barras de desembocadura y de llanuras de marea, que podrían representar áreas más someras entre los canales, parecen apoyar esta hipótesis; por el contrario, la distribución más o menos homogénea de los niveles canalizados en toda la región, parecen contradecirla, pues tendríamos que suponer unos deltas muy extensos y relativamente poco potentes, las peculiares condiciones ecológicas precámbricas con, entre otras, ausencias de vegetación continental, harían posible que los "deltas" precámbricos tuvieran características peculiares, aunque hasta -- ahora no hemos encontrado ningún trabajo al respecto.

5.9. Interpretación de conjunto. Grupo AS.II

El grupo AS.II, representa el relleno complejo de ambientes de plataforma, fundamentalmente con desarrollo de plataformas siliciclásticas y momentáneamente el desarrollo de sedimentación carbonatada.

El grupo se puede dividir en dos conjuntos o etapas. Por un lado el conjunto inferior o etapa I, representado por las unidades AS.3.a y AS.3.b, y por otro lado, el conjunto superior o etapa II

con las unidades AS.3.c y AS.4.

La primera etapa refleja el tránsito desde ambientes de talud (parte alta), a medios de plataforma. Es posible que localmente pudiera desarrollarse un episodio local de carácter deltaico, con características peculiares, que nos impiden asimilarlo claramente a ese medio (AS.3.a).

La colmatación de esta plataforma siliciclástica, junto a aportes terrígenos escasos o casi nulos, y a las condiciones fisicoquímicas adecuadas, darían lugar al establecimiento de las condiciones óptimas para la génesis de niveles de algas (estromatolitos), desarrollándose ampliamente una sedimentación carbonatada en medios subtidales y localmente intertidales, que no puede ser asimilada con claridad a ninguno de los tipos de plataforma descritas hasta la actualidad, READ (1.982). Esta sedimentación carbonatada representa el final de la primera etapa.

La siguiente se inicia con la llegada de nuevo material terrígeno, que imposibilita el crecimiento de las mallas de algas, esta llegada de terrígenos parece deberse a un pulso tectónico que reactiva el área madre, por lo que ésta podría suministrar, de nuevo, material en cantidad suficiente.

De esta manera se desarrolla de nuevo una plataforma siliciclástica de baja energía, JOHNSON (1.978), quizás dominada por procesos de oleaje, aunque no se puedan descartar otros. El desarrollo de la plataforma culmina con el tránsito a facies más someras (AS.4), sublitorales, dentro de una plataforma siliciclástica; o incluso deltaicas, que presentan esporádicas secuencias de llanuras de marea.

5.10 Unidad AS.5

En esta unidad hemos reconocido once tipos de facies, todas terrígenas, que se agrupan formando cuatro asociaciones.

5.10.1 Descripción de las facies (fig. 116)

Facies P.m.: Conglomerados con matriz lutítica (pebbly mudstone), en ocasiones grauváquica - de grano fino, no granosoportados, de tonos grises principalmente oscuros. Están compuestos por clastos de diversas litologías, no siendo su composición homogénea dentro de un mismo nivel. Los tipos de clastos más frecuentes son cuarzo, fragmentos de rocas cuarcíticas, lutitas masivas (como cantos blandos), lutitas laminadas (similares a las de unidades infrayacentes), grauvacas con o sin cemento dolomítico e incluso clastos dolomíticos de pequeño tamaño, que deben provenir de la unidad AS.3.b. Los clastos - cuarcíticos son redondeados a subredondeados, con frecuencia microfracturados, con formas esféricas o elipsoidales y tamaño máximo 6 cm.; los clastos de lutitas y grauvacas son subredondeados a subangulosos, con formas rectangulares y discoidales y son, en general, de tamaño mucho mayor que los anteriores, hasta 30 cm. Forman cuerpos lenticulares con base plana a cóncava, ligeramente irregular, poco erosiva; el techo es plano o bien más normalmente irregular y, a veces, difuso. No presentan ningún tipo de organización, siendo la cantidad de clastos muy variable, desde casi ausentes a muy frecuentes.

Facies C.m.: Conglomerados cuarcíticos gris verdosos, con matriz grauváquica de grano medio a grueso desde escasa (granosoportados), a frecuente, en cuyo caso los clastos "flotan" en la matriz. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva y techo plano. Son masivos.

Facies C.o.: Microconglomerados y grauvacas microconglomeráticas grises y pardas, granosoportadas, con matriz grauváquica de grano fino a medio. Forman cuerpos tabulares con base plana, poco o nada erosiva; y techo plano. Presentan granoclasificación positiva y pueden contener clastos dolomíticos de pequeño tamaño que deben provenir de la unidad AS.3.b.

Facies S.a.: Grauvacas de grano medio a muy grueso, localmente microconglomeráticas, pardas y ocreas. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva y techo plano. Presentan estratificación cruzada de surco, visible en algunas zonas, el resto de la capa es masiva.

Facies S.m.: Grauvacas de grano fino a medio, en ocasiones grueso, grises, verdes y pardas. Forman cuerpos tabulares con base plana, erosiva a no erosiva; y techo plano. Son masivas o a veces se

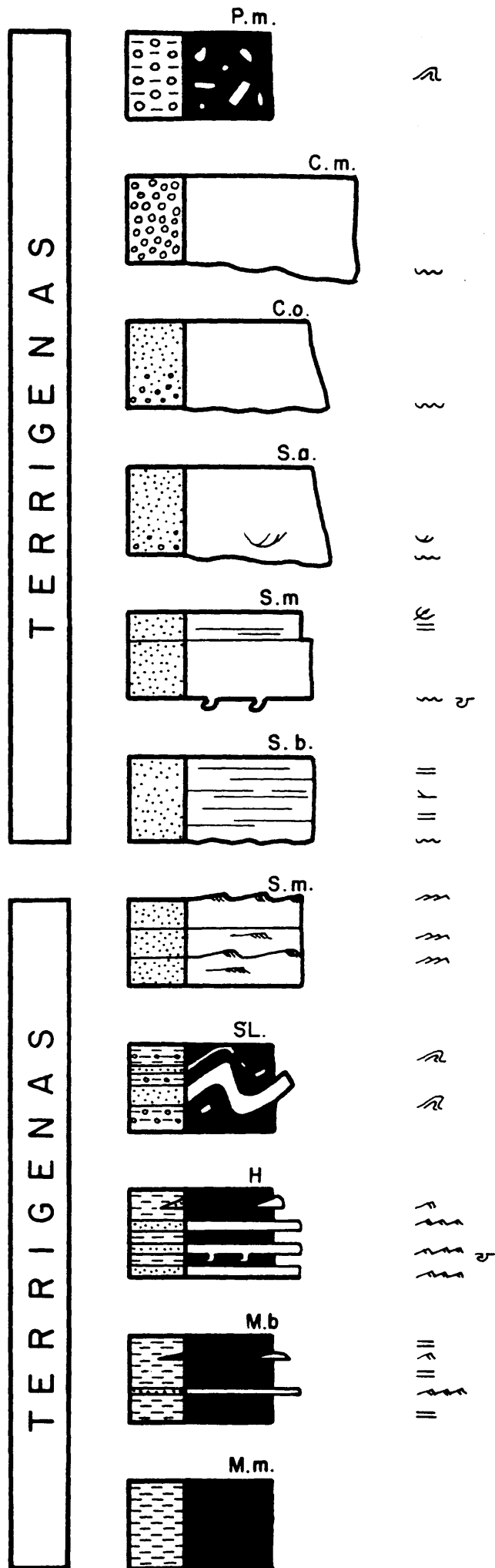


Fig. 116: Facies de la unidad AS.5.

reconoce laminación paralela poco desarrollada. La base puede presentar huellas de carga o escapes de fluidos; y el techo marcas de corriente (crescent marks).

Facies S.b.: Grauvacas de grano fino a grueso grises y pardas. Forman cuerpos tabulares con base plana, erosiva a no erosiva; y techo plano. Presentan laminación paralela planar o, raras veces, laminación cruzada de bajo ángulo.

Facies S.c.: Grauvacas de grano fino a medio grises y verdes. Forman cuerpos tabulares centimétricos con base plana, erosiva y techo plano u ondulado por ripples. Presenta laminación cruzada planar o laminación paralela que pasa a cruzada planar, los ripples presentan láminas lutíticas en los foresets.

Facies SL.: Grauvacas de grano fino y lutitas, son de tonos grises. Forman cuerpos de apariencia tabular con base y techo plano, que presentan una estructura interna totalmente desorganizada con capas y fragmentos de capas doblados y rotos (slumps).

Facies H.: Es una facies formada por dos términos litológicos, que al estar genéticamente relacionados los describimos juntos. Son alternancias milimétricas, raramente centimétricas de lutitas - grises oscuras y verdes, que pueden presentar diversos colores por alteración, con laminación paralela; y grauvacas de grano fino a muy fino grises claras, con base plana, que puede presentar huellas de carga y escapes de fluidos; su techo es plano. Son masivas, esporádicamente en vez de láminas presentan morfología lenticular, con lentículas muy planas y alargadas.

Facies M.b.: Lutitas grises y verdes, que pueden ser de tonalidades diversas por alteración. Su estructura dominante es la laminación paralela, conteniendo esporádicas pasadas milimétricas de grauvacas de grano muy fino, grises, con bases y techos planos; y de calcoesquistos también formando láminas milimétricas.

Facies M.m.: Lutitas grises, claras y oscuras. Masivas.

5.10.2 Asociaciones de facies

Las facies de la unidad AS.5 se agrupan formando cuatro tipos de asociaciones de facies, tres de ellas no canalizadas, VII.a, VII.c y VII.d; y una canalizada, VII.b.

Asociación VII.a (fig. 117): Está formada por las facies S.c. y M.m..

La facies S.c. se generaría por migración de ripples en régimen de flujo bajo con transporte de sedimentos por carga de fondo, debido a la acción de corrientes tractivas. Ocasionalmente estas corrientes serían de energía mayor y provocarían la formación de lechos planos, un descenso de la energía produciría el tránsito desde lechos planos a movimiento de ripples. Las láminas lutíticas en los foresets se formarían por un mecanismo combinado tracción + decantación, RICCI-LUCCHI (1.980), y no a períodos de tiempo en que alternen esos procesos.

La facies M.m. se formaría por decantación del material fino, que se encontraría en suspensión, durante períodos de aguas tranquilas.

Estas facies se organizan formando secuencias positivas no canalizadas (fining upward), con espesores entre 3 y 5 cm., según la sucesión S.c.-M.m.

Los mecanismos que pueden dar lugar a esta asociación son comunes a numerosos ambientes, desde los abanicos submarinos profundos con secuencias turbidíticas Tce o bien depósitos de desbordamiento, MUTTI (1.977), WALKER (1.979), a zonas de talud, con la acción de corrientes tractivas sobre el sustrato (contouritas), COOK et al. (1.982); hasta medios mareales, donde serían típicas de la zona intermareal, REINECK y SINGH (1.975), KLEIN (1.977). Su interpretación detallada se realizará con el conjunto de la unidad.

Asociación VII.b (fig. 118 a): Está formada por las facies C.m., S.a., S.m. y M.m.

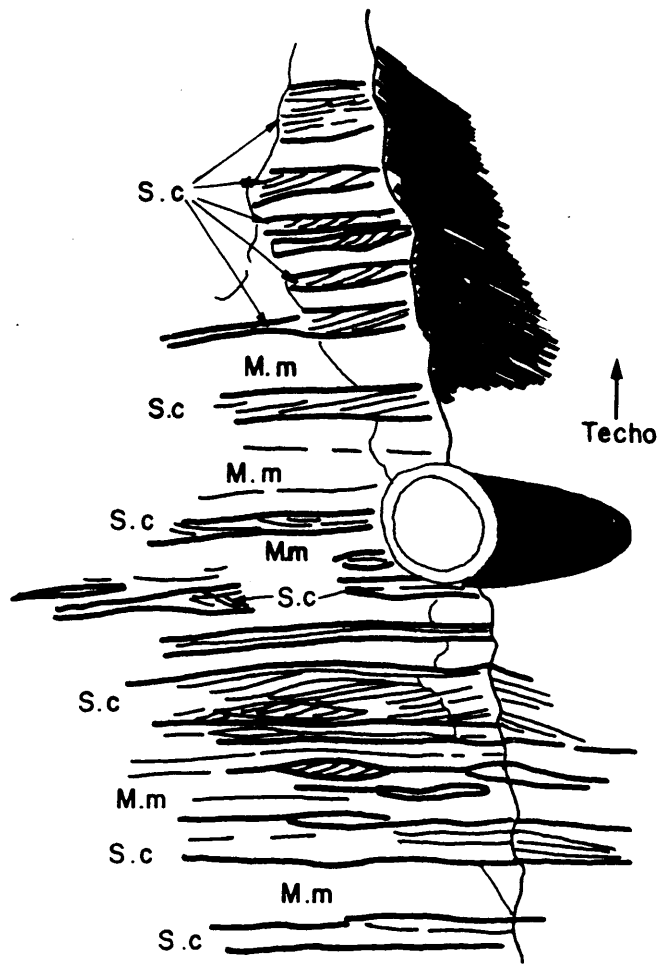
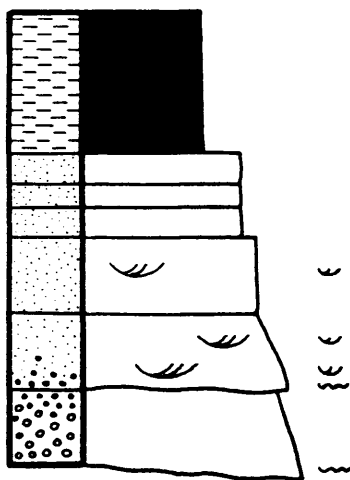


Fig. 117: Asociación VII.a, alternancias de grauvacas con ripples, los cuales tienen láminas lutíticas en los foresets, y lutitas, la tapa del objetivo mide 55 - mm. Columna del arroyo Jariguela.



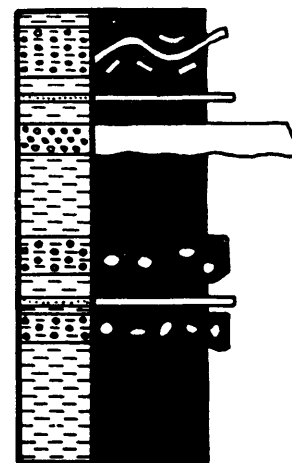
M.m.

S.m.

S.a.

S.a.

C.m.



M.m.

S.L.

M.b.

C.o.

M.m.

P.m.

M.b.

P.m.

M.m.

Fig 118a: Asociación VII.b, unidad AS.5.

Fig. 118b: Asociación VII.c, unidad AS.5.

La facies C.m. se originaría por corrientes tractivas de alta energía con transporte de sedimentos como carga de fondo. La ausencia de estructuras sedimentarias nos impediría precisar el tipo de régimen y las formas sedimentarias, aunque dada su asociación con las facies S.a. y S.m. suponemos que se generarían en régimen de flujo bajo, pudiendo corresponder al desarrollo de pequeñas barras longitudinales dentro de un sistema de canales activos.

La facies S.a. se formaría por corrientes tractivas de energía media-alta con transporte de sedimentos por carga de fondo, debido a migración de megaripples de cresta sinuosa (dunas).

La facies S.m. se generaría por migración de megaripples de menor tamaño que los anteriores, debido a la acción de corrientes tractivas de energía media-baja, con transporte de sedimentos como -- carga de fondo.

La facies M.m. tendría su origen en los procesos de decantación del material en suspensión -- que se desarrollarían durante períodos de calma, con aguas tranquilas.

Las facies de esta asociación se agrupan formando secuencias positivas canalizadas (fining - upward), con espesores variables entre 2 y 6 m. Pueden distinguirse dos tipos de sucesiones, por un lado C.m.-(S.m.)-M.m. y por otro lado S.a.-S.m.-M.m., ambos tipos no se encuentran en la misma zona, la primera domina hacia la parte alta de la unidad, mientras que la segunda aparece de forma esporádica -- y principalmente en la zona media de ésta.

Representan depósitos de relleno de canal en su fase activa, en condiciones sucesivas de menor energía, facies C.m., S.a. y S.m. Las facies finas representan los depósitos de acreción vertical, en los momentos en que los canales dejan de ser activos.

Asociación VII.c (figs. 118 y 119): Está constituida por las facies P.m., SL., C.o., M.b. y M.m.

Las facies P.m. representan depósitos originados por "debris flow", el cuerpo sedimentario -- se origina al detenerse subitamente la masa de sedimentos en movimiento.

Las facies SL. son niveles slumpizados, están compuestos por capas con apariencia colapsada, que se sitúan entre capas que están en posición normal. Se producen por movimientos en masa de materia les semiconsolidados a lo largo de un plano, en el que se produce una reducción del esfuerzo de cizalla.

La facies C.o. se generaría a partir de corrientes tractivas de alta energía, en combinación con gran cantidad de sedimento disponible, por decantación de material en suspensión, en una corriente de energía decreciente.

Las facies M.b. se formarían por decantación de material fino en suspensión en momentos de -- calma, con aguas tranquilas. Las láminas grauváquicas representarían esporádicos episodios energéticos con moderado o escaso aporte de sedimentos, éste se depositaría por decantación, o bien por la acción de débiles corrientes tractivas.

Por último, las facies M.m. se originarían por decantación del material fino en suspensión, durante períodos prolongados de calma.

Las facies de la asociación VII.c no presentan ningún tipo de secuencialidad. Su interpretación presenta problemas que serán tratados en la interpretación de conjunto. En principio pueden representar depósitos de talud submarino o de pie de talud, COOK et al. (1.982), WALKER y MUTTI (1.973), -- WALKER (1.979). Aunque también podrían representar lóbulos de "debris flow" y depósitos de "sheet flow" en abanicos aluviales, COLLISON (1.978), RUST (1.979).

Asociación VII.d (figs. 120 y 121): Está compuesta por las facies C.o., S.b. y H.

La facie C.o. se generaría a partir de corrientes tractivas de alta energía, en combinación con gran cantidad de sedimento disponible. El material se depositaría por decantación a partir de una corriente de energía decreciente.



Fig. 119: Asociación VII.c, lutitas con cantos cuar-
cíticos (pebbly mudstone), la tapa del objetivo mide 55
mm. Columna del arroyo Jariguela.

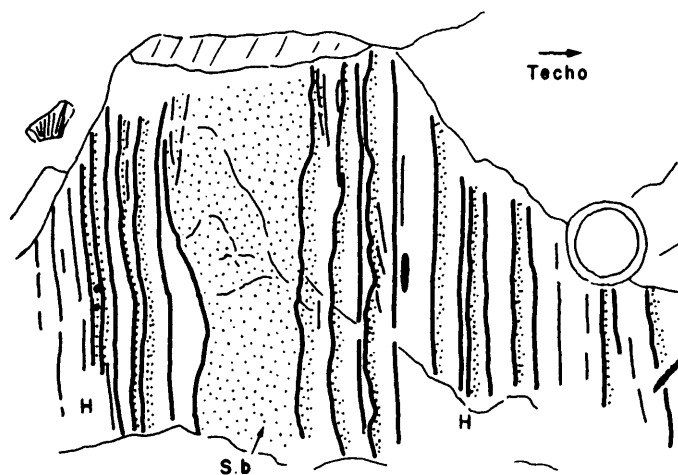


Fig. 120: Asociación VII.d, latapa del objetivo mi-
de 55 mm. Columna del arroyo Jariguela.

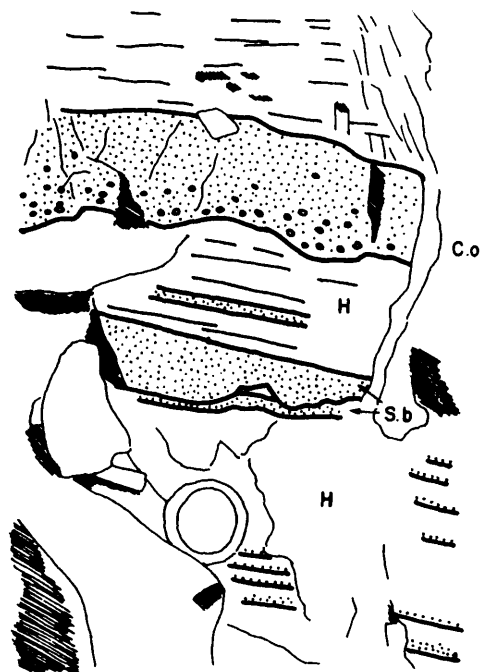


Fig 121: Asociación VII.d, la tapa del objetivo
mide 55 mm. Columna La Calera III.

La facies S.b. se originaría por corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo alto, con desarrollo de lechos planos; o bien en régimen de flujo bajo por migración de dunas, el sedi-mento se depositaría como carga de fondo, aunque podría ser transportado en suspensión.

La facies H. refleja la alternancia de episodios energéticos originados por corrientes tractivas de baja energía, el material se depositaría a partir de suspensión por una corriente que va frenando; con períodos no energéticos en los que se produciría la decantación del material fino que estaría en suspensión, en momentos de calma o con aguas tranquilas.

Las facies de la asociación VII.d forman un conjunto no canalizado, que no presenta ningún tipo de secuencialidad. Reflejan depósitos en ambientes de plataforma siliciclástica, JOHNSON (1.978). Las facies C.o. representarían grandes episodios energéticos de origen variado (oleaje, tormentas, etc.), con gran cantidad de sedimento disponible, mientras que la facies S.b. puede representar desde episodios tormentosos, GOLDRING y BRIDGES (1.973); a episodios de migración de dunas en respuesta a fuertes co-rrientes tidales, ANDERTON (1.976); o incluso migración de barras en medios subtidales, de una platafor-ma dominada por el oleaje, RAAF et al. (1.977).

Alternativamente, podrían representar depósitos de franja de lóbulo, MUTTI (1.977), con facies tipo D, WALKER y MUTTI (1.973), con algunas facies C, WALKER y MUTTI (1.973), que corresponden a depósitos de lóbulo de dichos autores, aunque las facies C.o. no encajen completamente dentro de esta descripción.

5.10.3 Interpretación ambiental

La unidad AS.5 presenta problemas de interpretación sedimentológica, sobre todo debido a pro-blemas de afloramiento que nos impide conocer como son con exactitud las relaciones laterales entre las diversas asociaciones de facies. El hecho de que su techo esté erosionado y no podamos conocer su evolución vertical, en esta zona, es también un obstáculo.

Para su interpretación hay que tener en cuenta la existencia, como clastos, en AS.5 de fragmentos de las unidades infrayacentes como lutitas laminadas (procedentes de AS.4 o AS.3.c), clastos do-lomíticos (AS.3.b), grauvacas (AS.4 o AS.3.c), etc. Lo cual indica la existencia de una serie de impul-sos tectónicos que deben reactivar el área fuente y además exponer a la erosión materiales infrayacentes a AS.5.

Independientemente de lo anterior, las asociaciones de facies se pueden interpretar de dos formas. Por un lado, esta unidad podría representar el relleno de una cuenca submarina por medio de abanicos submarinos, en la que la asociación VII.c representaría depósitos de pie de talud, la VII.b depósitos de canales distribuidores, la VII.a depósitos de desbordamiento de los canales y, finalmente, la asociación VII.d depósitos de lóbulo, aunque en función de sus espesores, éstos deberían ser de pequeño tamaño. Por otro lado, la unidad puede representar medios de transición entre áreas marinas y con-tinenciales, en las que la asociación VII.c representaría depósitos de "debris flow" y de "sheet flow" en la parte distal de un abanico aluvial, posiblemente alimentado a partir de materiales finos; la aso-ciación VII.b representaría canales fluviales o fluvio-mareales, interpretación que ya había sido expues-ta anteriormente para estos mismos canales, VILAS et al. (1.979); y las asociaciones VII.a a depósitos de desbordamiento de los canales ("overbank flooding"), bien subaéreos, bien subacuáticos y VII.d a de-pósitos similares ya descritos anteriormente interpretados como depósitos de plataforma siliciclástica, JOHNSON (1.978).

De las dos posibilidades, la primera necesitaría que tras la fase de reactivación del área -fuente existiera una fase distensiva que nos formara la cuenca donde se podrían depositar los materia-les turbidíticos que la rellenarían. Por el contrario, la segunda posibilidad se podría originar direc-tamente tras el período erosivo que seguiría a la etapa de reactivación, lo que parece apoyar esta hi-pótesis.

Los datos de paleocorrientes que disponemos en esta unidad son escasos y confusos, aunque parecen apoyar también la segunda opción. Dentro de la asociación VII.a se han medido direcciones de aporte desde el sur hasta el norte, en sentido amplio mientras que en la asociación VII.b las direcciones indican aportes desde el noreste hacia el suroeste. Con estos datos las direcciones hacia el norte podrían indicar el sentido de profundización de la cuenca, además hay que tener en cuenta, que la erosión de AS.5 sobre el sustrato tiene un claro manifiesto en la zona SW. del área estudiada, mientras que al NE. ésta no existe, o es escasa, lo que apoya esas direcciones de aporte hacia el norte; en este contexto las direcciones hacia el suroeste de la asociación VII.b podría representar retoques marinos en ambientes someros dentro de los canales, lo que, como ya hemos dicho, parece apoyar la segunda opción.

Así pues, y en resumen, la unidad AS.5 parece representar ambientes marinos someros, e incluso continentales, formados por una asociación de abanico aluvial distal y ambientes posiblemente inter a subtidales. Aunque son necesarios más estudios de esta unidad en otras áreas y muchas más medidas de paleocorrientes, para poder determinar exactamente cual es el ambiente sedimentario en el que se depo-sitaron dichos materiales.

6. ASPECTOS TECTONICOS

6.1. Introducción

En este capítulo trataremos de dar una visión general, aunque en algunos puntos sea algo más detallada, de los rasgos estructurales que presenta el área estudiada. Para ello nos basaremos tanto en observaciones ajenas, como en datos propios.

Los primeros trabajos de esta índole fueron muy generales, principalmente descriptivos, con la asignación de nombres a las grandes estructuras cartografiables originadas durante la orogenia Hercínica. GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971), establecen por primera vez estas unidades para la porción -- oriental de la provincia de Cáceres, de NE. a SW. definieron el anticlinal de Valdelacasa, sinclinal -- de Guadarranque-Gualija (posteriormente sólo sinclinal de Guadarranque), anticlinal de Ibor (también -- denominado anticlinal de Guadalupe), sinclinal de Río Viejas, anticlinal de Navezuelas-Robledollano y sinclinal de Santa Lucía. Al sur de este último se abre un gran anticlinorio que ha sido denominado -- Gran anticlinorio centroextremeño, o anticlinal de Trujillo.

6.2. Los movimientos precámbricos

Exceptuando la gran etapa orogénica, posiblemente Grenvilliense, que afectaría a un zócalo -- actualmente polimetamórfico en el que se incluirían los complejos catazonales de Galicia, el gneis -- Morcuera del Sistema Central y el Beturiense de Ossa-Morena, CAPOTE (1.983), no existe acuerdo sobre -- la existencia o no de fases orogénicas precámbricas, que afectarían a los materiales sedimentarios que se depositaron sobre este zócalo.

En el área estudiada y regiones próximas sí parece más o menos admitida la existencia de una "tectónica activa" precámbrica, con la génesis de procesos distensivos que habrían formado márgenes de tipo atlántico, CAPOTE et al. (1.977), VEGAS et al. (1.977), en los que existirían umbrales activos -- que condicionarían la sedimentación, MORENO (1.977 a y b).

Por otro lado y también en esta zona, la existencia de discordancias intraprecámbricas o en el límite Precámbrico-Cámbrico han sido sucesivamente negadas y aceptadas. TAMAIN (1.975), indicaba la existencia de una importante orogénesis, que asimilaba a la Cadomiense, al final del "ciclo Alcudiense", en el curso de la cual habría sido vigorosamente plegado y después afectado por movimientos tangenciales. Este mismo autor negaba la existencia de discordancias intraalcudienses, asimilando esas supuestas discordancias a movimientos tangenciales. Recientemente CAPOTE (1.983), admite como generalizada a toda la Península la existencia de movimientos tectónicos finiprecámbricos, considerándolos por lo tanto -- Asínticos o Cadómicos.

Ultimamente se ha señalado la existencia en áreas próximas (hoja de Madroñera), de una fase preordovícica con esquistosidad asociada, cuya edad sería precámbrica, GIL SERRANO et al. (1.984).

Con estos datos como punto de arranque, y basándonos además en recientes estudios realizados por nosotros mismos, junto a miembros de los departamentos de Estratigrafía y Paleontología de la U.C.M., creemos que sí se puede caracterizar un episodio tectónico intraalcudiense (intraprecámbrico - superior), que afectaría al Alcudiense inferior y no al superior, por lo que aquél presenta una fase - más de deformación que no presenta éste.

En el valle de Alcudia, la discordancia puesta de manifiesto por BOUYX (1.970), entre los esquistos de Alcudia y las capas suprayacentes, posteriormente afirmada por CRESPO y REY (1.971) y otros autores y negada por TAMAIN y OVTRACHT (1.971, 1.973), por asimilarla a episodios tangenciales; fue estudiada por nosotros al sur de Hinojosa y de Cabezarrubias, en el arroyo Tamujar y sus alrededores, - donde se pone de manifiesto la existencia de dos conjuntos, uno inferior formado por esquistos y grau- vacas que presenta un plegamiento intenso, en el que dominan pliegues con ejes verticales; y otro con- junto superior plegado suavemente, más acorde con las directrices que presentan los materiales paleozoi- cos, formado por esquistos, grauvacas y conglomerados. Entre ambos se puede observar una superficie -- plana y neta, concordante con el conjunto superior, que corta al inferior cuya zona en contacto con -- esa superficie está alterada y ferruginizada. El conjunto inferior sería equiparable a los esquistos - de Alcudia, o Alcudiense inferior, mientras que el superior correspondería al Alcudiense superior.

Un episodio similar ha sido puesto de manifiesto por PIEREN (1.985), en la región de Agudo- Valdemanco, donde un conjunto inferior compuesto por esquistos y grauvacas presenta un plegamiento de interferencia intenso, con ejes de pliegues verticales mientras que un conjunto superior presentaría - un plegamiento de interferencia más suave, en domos y cubetas, y estaría discordante sobre el conjunto inferior, éste lo compara con el Alcudiense superior mientras que aquél equivaldría a Alcudiense infe- rior. En este caso la fase tectónica que afecta al Alcudiense inferior y no afecta al superior, sería sinesquistosa y podría ser equivalente a la fase tectónica con esquistosidad asociada recientemente -- puesta de manifiesto en la hoja de Madroñera GIL SERRANO et al. (1.984).

Así pues, parece existir entre los materiales que se denominan Alcudiense inferior y Alcudien- se superior una fase tectónica, posiblemente sinesquistosa, que afecta al primero y no al segundo, y - que provoca una disarmonía de plegamiento entre ambos, puesta de manifiesto por la existencia de plie- gues con ejes verticales en el inferior que no existen en el superior. Esta fase representaría un epi- sodio tectónico compresivo que levantaría el conjunto inferior, el cual sería sometido a erosión y casi peneplanización antes de que comenzara la sedimentación de los materiales del Alcudiense superior.

Ambos conjuntos se pueden distinguir, el inferior por la existencia de ejes de pliegues ver- ticales asociados a medidas de lineaciones de intersección (L_1), próximas a la vertical. El conjunto - superior no presentaría ejes de pliegues verticales y la lineación L_1 estaría subhorizontal, más acorde con las que presenta los materiales paleozoicos. Esto es fundamentalmente así en las zonas en las que la fase Sárdica fuera homoaxial con la primera fase hercínica (caso concreto del área estudiada, como se verá a continuación), puesto que en estas zonas la fase Sárdica no crearía figuras de interferencia con la primera fase hercínica y por lo tanto las medidas de L_1 no se verían afectadas. Donde ambas fa- ses no fueran coaxiales sería difícil, sino imposible, establecer cual de las dos fases, si la intraal- cudiense o la sárdica sería responsable de la verticalización de las lineaciones, por lo que el método no sería aplicable. Sin embargo, hay que indicar, que es necesario que los estudios de lineaciones se realicen por separado para diversas unidades litoestratigráficas, lo que podría permitir separar conjun- tos con posiciones de las lineaciones de intersección diferentes, mientras que todos los materiales -- agrupados llevarían a conclusiones erróneas.

De esta manera, en el Gran anticlinorio centroextremeño ya fue puesto de manifiesto la exis- tencia de lineaciones de intersección próximas a la vertical CAPOTE et al. (1.971), TEJERO (1.976), que se atribuyó a la fase Sárdica. Sin embargo investigaciones recientes en ese área, ponen de manifiesto

la existencia de zonas con ejes de pliegues verticales y lineaciones de intersección subverticales (por ejemplo, río Tozo en su cruce con la carretera Madrid-Badajoz, río Garciaz, etc.), que no las presentan otros materiales más próximos a las cuarcitas armoricanas (carretera Retamosa a Roturas, etc.). Esto - indicaría la existencia en esa región de dos conjuntos que han sido confundidos al presentar las mismas facies, pero que pueden ser diferenciados y caracterizados tectónicamente. De ser correcto lo anterior implicaría, posiblemente, que parte de la Formación Aldeacentenera TEJERO (1.976), sería Alcudiense inferior y parte Alcudiense superior y por lo tanto exagerada su potencia, siendo necesario una separación clara entre ambos conjuntos.

En los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano, según se desprende de nuestras investigaciones (datos de L_1 y ejes de pliegues, compárese la posición de los ejes de pliegues en las figs. - 123 y 128, así como la posición de las lineaciones de intersección y ejes de pliegues en la fig. 127, en las que no se observa ni ejes de pliegues verticales, ni lineaciones de intersección subverticales), el plegamiento Sárdico debe ser homoaxial con la primera fase hercínica, tampoco existe ningún tipo de interferencia cartográfica que presente el Precámbrico y no el Paleozoico, teniendo ambos directrices semejantes, y cuando existe un choque marcado, como al E. de Valdecañas, se puede atribuir a un contacto tectónico, compárese las figs. 122 con la 123, así como la fig. 124 con la 125, en las que se observa como las posiciones de los polos de estratificación, así como sus máximos, son similares y, además, ocupan la misma posición aproximada en el Precámbrico y en el Paleozoico, asimismo la discordancia angular que existe entre ambos es muy suave y, a veces, difícil de apreciar (por ejemplo, carretera de Alía a Puerto San Vicente), pudiendo incluirse todos los materiales precámbricos en el Alcudiense superior, lo que corrobora lo anterior.

De esta forma se puede establecer, a falta de estudios más detallados, la existencia de una fase tectónica intraprecámbrica que separaría Alcudiense inferior del superior, fase que localmente parece desarrollar esquistosidad PIEREN (1.985).

6.3. Los movimientos Sárdicos

La existencia de discordancias y de fases tectónicas, con ellas relacionadas, en la base de la cuarcita armoricana fueron citadas en primer lugar por LOTZE (1.945 a, 1.956), fue este mismo autor quien las denominó "Sárdicas", por comparación con las existentes en la isla de Cerdeña. LOTZE (1.956), las dividió en dos fases "Ibérica" y "Toledánica", la primera por su mayor extensión regional, situada en la base de la cuarcita armoricana y la segunda, más local (sólo Montes de Toledo), en la base de series clásticas bajo la cuarcita armoricana, cuya edad suponía Cámbrico superior.

Siguiendo este esquema numerosos autores posteriores indicaron la existencia de dicha "fase Sárdica", basándose para ello en la posición subvertical que adquirirían las lineaciones de intersección entre la estratificación y la primera esquistosidad hercínica, lo que indicaba que dichas capas estaban plegadas previamente a la primera fase hercínica CAPOTE et al. (1.971), TEJERO (1.976), etc. Otros criterios como la existencia de fuertes discordancias cartográficas y angulares en la base de la cuarcita armoricana, así como de enormes variaciones de espesor en las series clásticas atribuidas al Tremadoc MORENO (1.977 a), han sido usadas también para indicar su existencia.

Las regiones en las que mejor se ha estudiado estas deformaciones han sido en la provincia de Salamanca y en la región del Duero, en Portugal. OENING SOEN (1.970), encontró superposición de un plegamiento de dirección NW-SE, que atribuyó a la orogenia Hercínica y otro plegamiento N-S a NE-SW, - anterior, que consideró "sárdico". posteriormente RIBEIRO (1.974), reconstruyó la geometría de los pliegues sárdicos, indicando que se trataba de pliegues en caja de dirección E-W a NE-SW, sin desarrollo de esquistosidad. Recientemente RODRIGUEZ ALONSO (1.982), indica la existencia de pliegues sárdicos -- con direcciones de NE-SW a E-W, sin esquistosidad asociada, siendo su geometría variable desde muy suaves, asimétricos y de plano axial vertical, a localmente muy apretados pudiendo en algún caso invertir la estratificación.

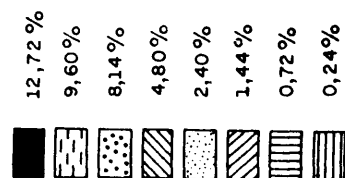
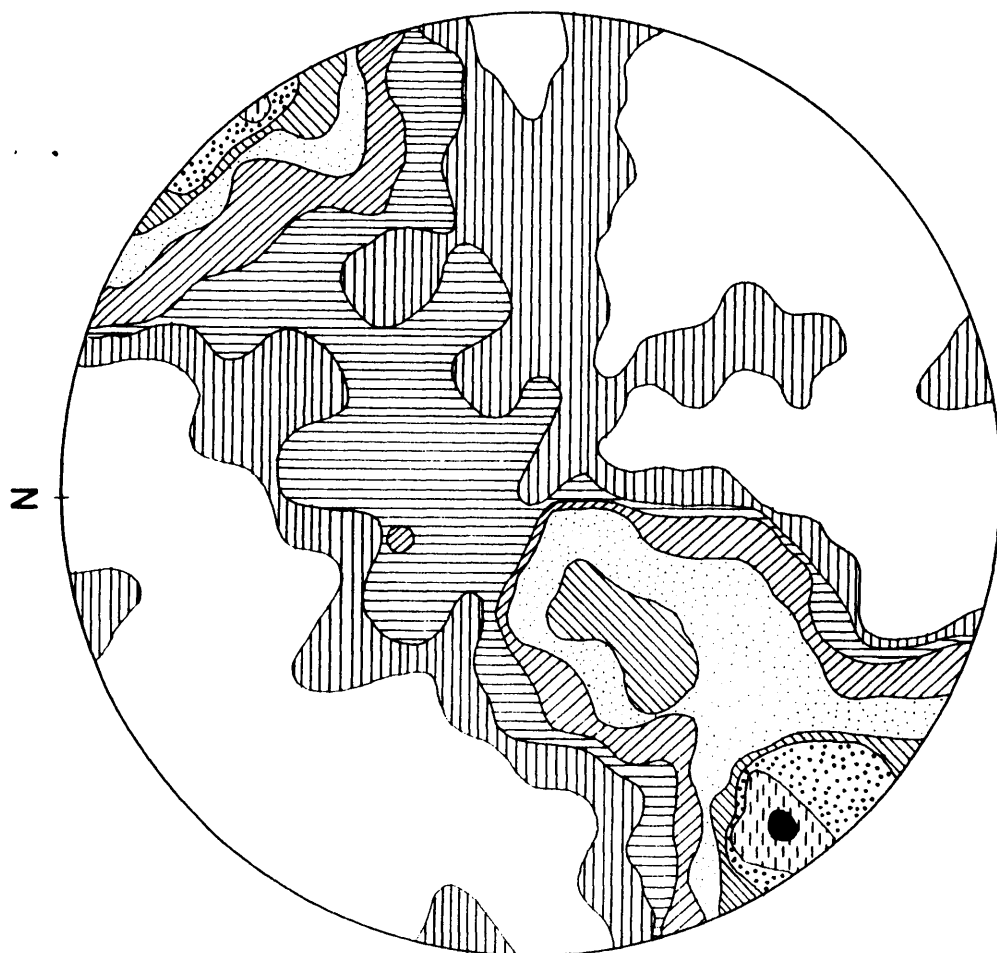


Fig 122: 417 medidas de polos de estratificación (So), en la mitad noroccidental de los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior.

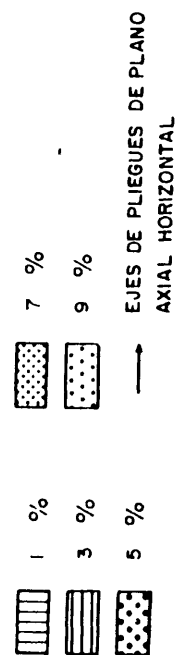
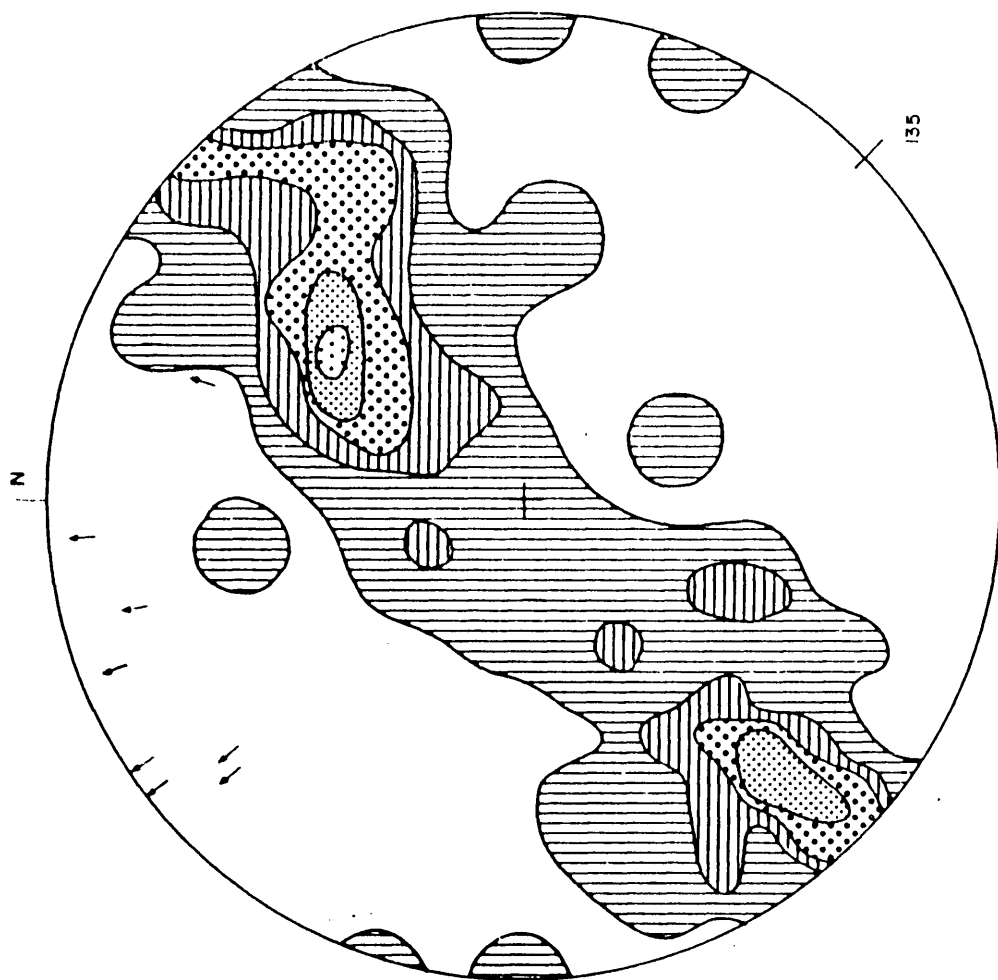


Fig. 123: 106 medidas de estratificación en los materiales paleozoicos del sinclinal de Guadarranque. Datos de I.G.M.E. (1.985b).

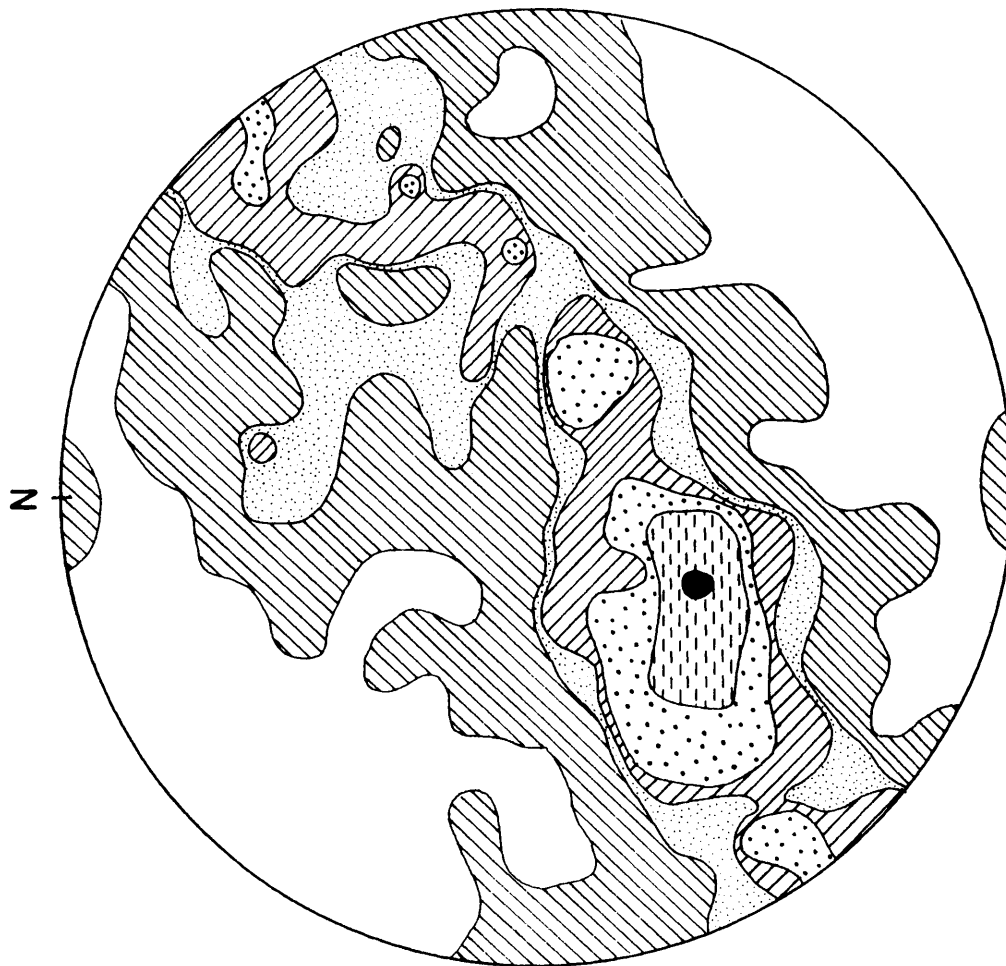


Fig 124: 261 medidas de estratificación en la mitad suroriental de los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior.



Fig. 125: 132 medidas de estratificación en materiales paleozoicos de los sinclinales de Río Viejas y Santa Lucía. Datos de I.G.M.E. (1.985b).

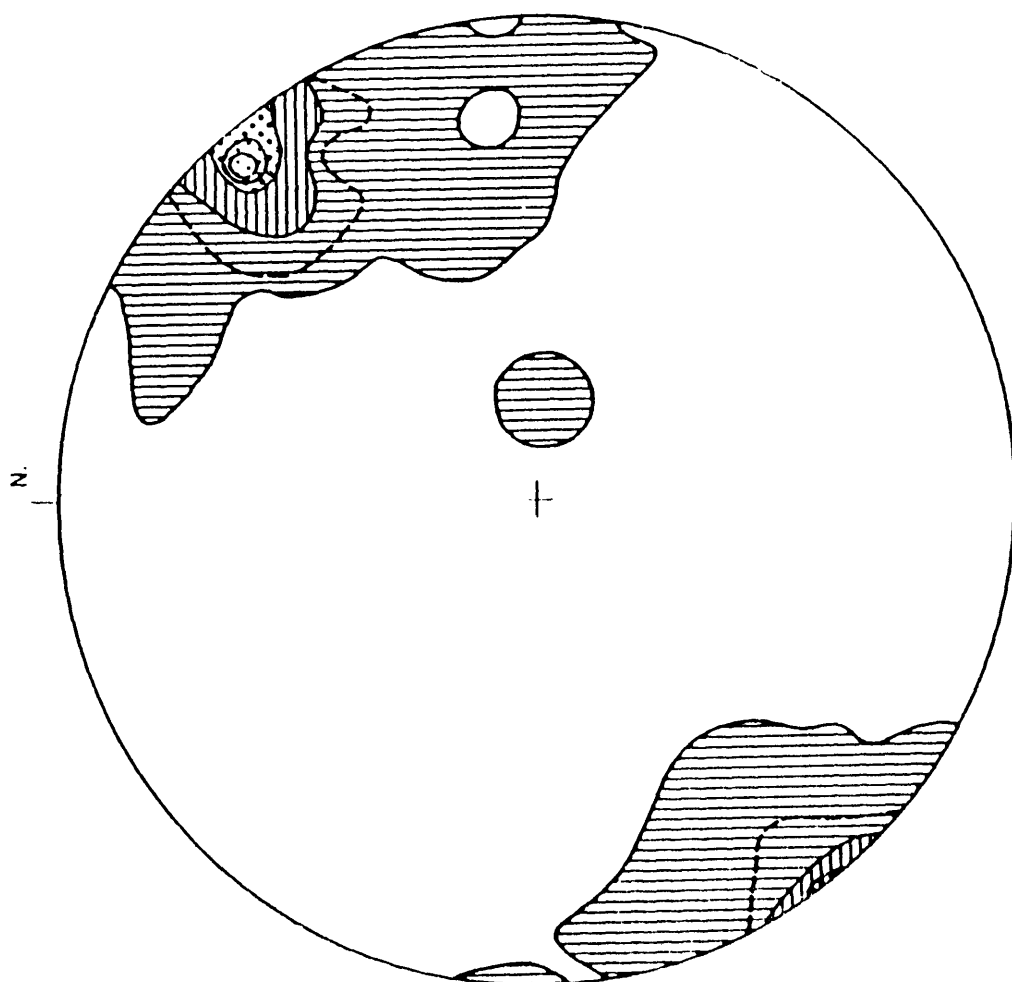


Fig. 126: 68 medidas de esquistosidad (S_1) en materiales ante-ordovícicos del anticlinal de Roturas -- (Navezuelas-Robledollano) y flanco meridional de Valde lacasa. Datos de I.G.M.E. (1.985b).

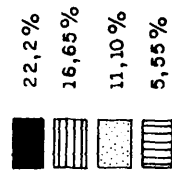
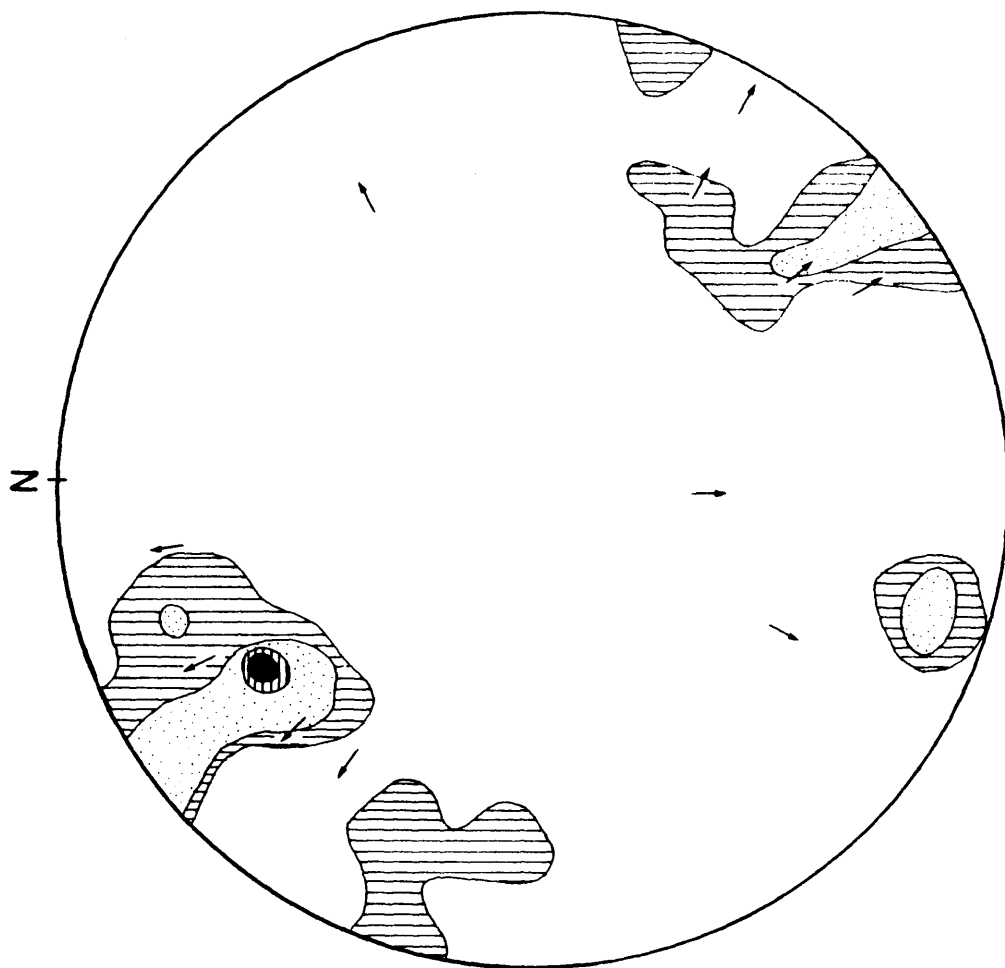


Fig. 127: 18 medidas de líneas de intersección entre S_0 y S_1 (L_1), en el área estudiada. Así como los ejes de ejes de pliegues de primera fase hercínica, los 3 ejes centrales se agrupan en un plano de dirección N 46E y buzamiento 65 SW., que interpretamos como debido a una fase posterior que dobla los ejes de primera fase.

EJES DE PLIEGUE

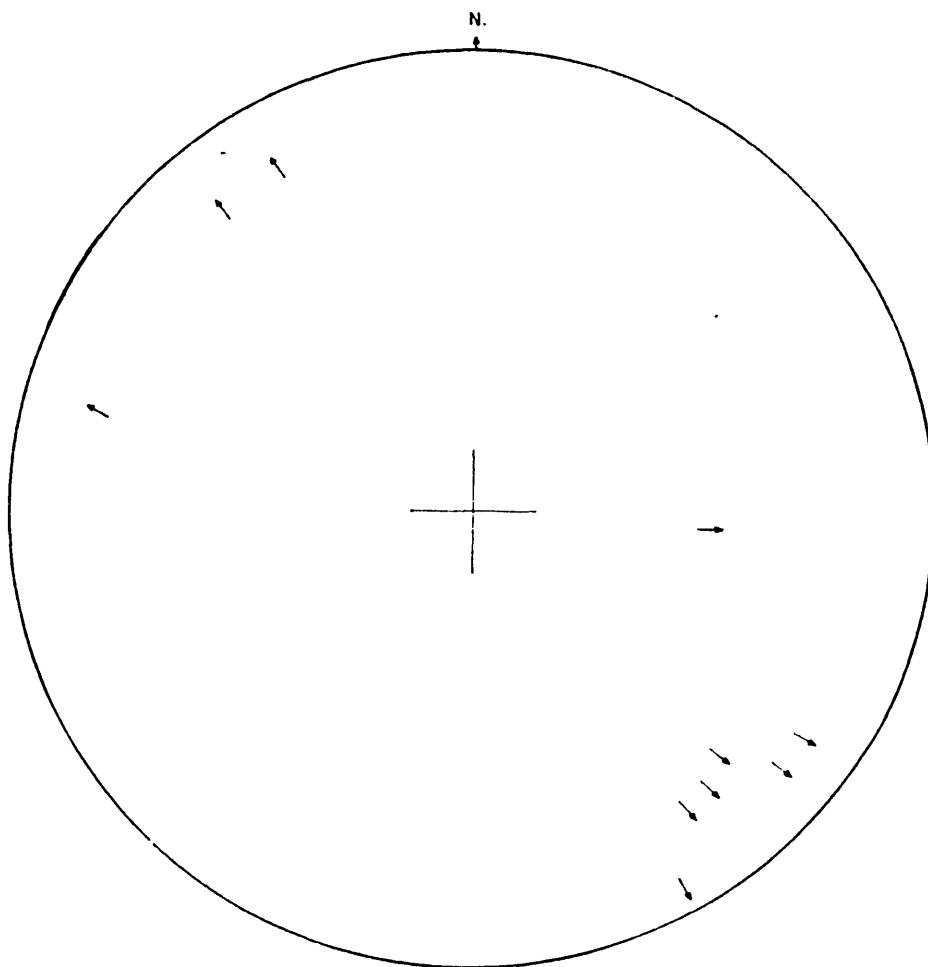


Fig. 128: Proyección de 10 medidas de ejes de pliegues de primera fase hercínica. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior. Datos de I.G.M.E. (1.985a).

En el área estudiada y sus proximidades MORENO (1.977 a), distingue dos dominios, uno al oeste de la línea Puente del Arzobispo-Almadén, donde no existe plegamiento sárdico. El otro dominio, al este de dicha línea si manifestaría la existencia de pliegues sárdicos, éstos junto a la existencia, - en esa zona, de series clásticas infracuarcitas armoricana indicarían que el plegamiento se produjo mediante tectónica distensiva, con movimientos en la vertical de bloques córticales.

Los datos más recientes, en este área y otras adyacentes, son los de ALTEMBAUER et al. ---- (1.982), quienes indican la existencia de movimientos sárdicos sin precisar sus características, aunque indican que no influenciaron la estructura de los materiales precámbricos. GIL SERRANO et al. (1.984), no indican nada acerca de la existencia de dicha fase, la disarmonía entre los materiales precámbricos y los paleozoicos se supone generada por una fase orogénica de edad precámbrica. MARTIN HERRERO et al. (1.984), citan al W. y NW. del área estudiada, la presencia de pliegues sárdicos sin esquistosidad asociada.

Según se desprende de nuestros propios datos en cuanto a lineaciones de intersección y ejes de pliegues, fig. 127, no parece existir la fase sárdica, tal y como ya había indicado MORENO (op. cit.) puesto que las lineaciones de intersección son más o menos horizontales y la disposición de los polos de estratificación es similar en el Ordovícico y en el Precámbrico. Sin embargo, hay que explicar las discordancias más o menos angulares entre Precámbrico y Ordovícico y la aparición de series clásticas, en áreas locales, por debajo de la cuarcita armoricana (por ejemplo, en Castañar de Ibor, puerto Miravete, pico Agudo, etc.), que también están discordantes sobre los materiales precámbricos.

Así pues, y pese a que es necesario un estudio más detallado, comparando los materiales ordovícicos con los anteordovícicos en el anticlinal de Ibor, para determinar con exactitud sus diferencias estructurales, parece deducirse la posible existencia de dos etapas dentro de la fase Sárdica. La primera sería una fase suave de compresión, como ya se ha puesto de manifiesto en otras áreas; si esta fase existe, sería responsable de las disarmonías entre los materiales basales del ciclo ordovícico, sobre los materiales infrayacentes, su dirección deberá ser homoaxial, o casi homoaxial, con la primera fase hercínica (compresión NE-SW), que sería la única manera de que no existieran diferencias entre las lineaciones preordovícicas y las ordovícicas, así como las posiciones de So para el Paleozoico y el -- Precámbrico, figs. 122-123, figs. 124-125. Una segunda etapa debe ser distensiva, como ya indicó MORENO (1.977 a), con generación de pequeñas cuencas y cubetas que se rellenarían rápidamente y corresponderían a las series clásticas infracuarcita armoricana, con desarrollo local en el anticlinal de Ibor y escaso o nulo en el de Navezuelas-Robledollano.

Queda pues por establecer, en esta región, el tipo de plegamiento sárdico y la existencia de una o dos series clásticas bajo la cuarcita armoricana, determinando exactamente las relaciones laterales entre ambas, así como sus relaciones de yacencia. A este respecto, según observaciones personales, y del equipo de trabajo en el que estamos encuadrados, parecen existir dos series, una de las cuales - no ha podido ser datada, mientras que la otra es de edad Tremadoc, la primera parece situarse suavemente discordante bajo la cuarcita armoricana, mientras que el tránsito de la segunda al Arenig es concordante, lo que podría indicar que en realidad existen dos fases, con la misma secuencia, suave plegamiento seguido de distensión, con generación de cubetas donde se depositarían esas series clásticas, el relleno de la segunda generación de cubetas daría paso al avance transgresivo de la cuarcita armoricana sobre todos los materiales infrayacentes. Un esquema similar se ha propuesto para explicar la génesis de dos series similares a éstas en la zona de Ossa-Morena HERRANZ (1.985).

6.4. La deformación Hercínica

Tradicionalmente, en el área estudiada o en sus proximidades, se habían distinguido dos fases hercínicas con esquistosidad asociada, además de otras fases tardías que no presentaban esquistosidad CAPOTE et al. (1.971), GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971).

TEJERO (1.976), describe tres fases, una fase de fracturación tardihercínica y una fase final que origina kink-bands por compresión N-S.

La primera sería sinquistosa y generaría las grandes estructuras cartografiables, con vergencia SW. La dirección de esfuerzos sería NE-SW.

La segunda verticalizó las estructuras anteriores, no desarrolla esquistosidad, su vergencia sería NE. y las direcciones de esfuerzos NE-SW.

Por último, la tercera genera una microfracturación que puede llegar a ser esquistosidad, los esfuerzos compresivos son N-S.

Los sistemas de fracturas incluyen fallas normales con diversas orientaciones, algunas paralelas a las estructuras; fallas inversas entre las que destaca la "falla de Robledollano", que casi -- hace desaparecer la cuarcita armoricana no presentando ni planos ni espejos de falla que indiquen movimiento, tampoco la esquistosidad presenta variaciones en sus proximidades, se la supone inversa generada al final de la primera fase y posteriormente plegada. Finalmente, existen fallas de desgarre que -- afectan sobre todo al Ordovícico con direcciones de E-W a ENE-WSW, que serían fallas conjugadas del -- sistema NE-SW de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico.

MORENO (1.977 a), indica la existencia de cuatro fases sinquistosa, una fase tardía que -- provoca kink-bands por comprensión NW-SE y una fase de fracturación tardihercínica.

La primera originaría pliegues tumbados con esquistosidad subhorizontal, de dirección E-W y buzamientos al N. o al S. Correspondería a una fase tangencial orientada este-oeste.

La segunda sería responsable de las macroestructuras cartografiables, es equivalente a la F_1 de TEJERO (1.976). Presenta una esquistosidad con desarrollo variable y diferentes vergencias por formación de un abanico de esquistosidad. con una dirección regular NW-SE.

La tercera fase presenta interferencia de plegamiento con la anterior aunque su estilo de de formación y su intensidad son análogos, así como su vergencia. La existencia de ejes de pliegues de esta fase que se doblan presentando direcciones típicas de F_2 hace suponer una cierta continuidad en la deformación de ambas fases. Presenta una dirección NNW. y sólo sería visible donde existen pliegues -- sárdicos y la dirección de F_2 es E-W, en caso contrario es homaxial con la segunda fase. Su esquistosidad está mal desarrollada, con vergencia siempre al W.

Finalmente, existiría una cuarta fase que se deduce de la existencia de pliegues y crenulaciones sobre la S_2 en posición subhorizontal, sería responsable de las retrovergencias y su génesis sería problemática.

Existen tres sistemas de fracturación, todos los cuales habrían actuado como desgarres, sus direcciones serían: WNW-ESE a NW-SE, dextrales; NNW-SSE a N-S, dextrales, los dos sistemas anteriores los considera conjugados originados por una fase tardía, compresiva, con dirección NW-SE; WSW-ESE, sinestrales, estarían originados por una última compresión perpendicular a la anterior, NE-SW, presentan como conjugadas el segundo sistema descrito, que habrían funcionado como dextrales.

GIL SERRANO et al. (1.984), presentan tres fases de deformación, la primera de edad precámbrica y las otras dos hercínicas. La primera fase hercínica habría generado grandes pliegues tumbados con esquistosidad asociada, su dirección original es imprecisa, oscilando entre N-S a E-W con vergencia NW. La segunda fase generaría figuras de interferencia por superposición de plegamiento, sería responsable de las dobles vergencias y del plegamiento de la esquistosidad de primera fase, no indican la -- existencia de esquistosidad asociada, ni la dirección de ésta.

MARTIN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1.984), encuentran tres fases de deformación hercínica, -- así como de una serie de sistemas de fracturación tardihercínica.

La primera fase, sinquistosa, sería responsable de las grandes estructuras observadas con direcciones N 120 a 130 E. En los materiales paleozoicos los flancos sur de los sinclinales suelen estar verticalizados o volcados, sus vergencias son al NE. La variación de la dirección de las estructuras se debería al juego de fracturas tardihercínicas.

De las dos fases posteriores, una de ellas es sinquistosa no pudiendo precisar su cronología de forma exacta. Esta presenta direcciones de pliegues N 10 a 35 E, con esquistosidad de crenulación que se atribuye a ésta por sus direcciones coincidentes. La otra presenta direcciones de pliegues N 100 a 120 E, no desarrolla esquistosidad, sus planos axiales son subhorizontales.

Distinguen cinco sistemas de fracturas, el más importante de los cuales pensamos que puede ser el sistema N 110-120 E, subparalelo a los pliegues de primera fase, son fallas inversas o con planos verticales que provocan la repetición de tramos en el flanco sur de la sierra de San Pedro, haciendo desaparecer parte de éste. Los demás sistemas son: N 80-120 E, desgarrres sinestrales; N 15-50 E, sinestrales con componente vertical, relacionados con la falla Alentejo-Plasencia; N 170-180 E, dextrales; por último, N 120-140 E, cuya componente principal es en la vertical, serían conjugadas del sistema N 15-50 E.

De nuestras propias observaciones se puede deducir la existencia en el área estudiada, de tres fases de plegamiento, la primera de las cuales es la fase principal Hercínica. Las otras dos son fases secundarias y aunque establecemos entre ellas una cronología relativa, esto está sujeto a ulteriores estudios que lo confirmen. Existirían, finalmente, una fase tardía que genera kink-bands y una fase de fracturación tardihercínica, pudiendo estar ambas genéticamente relacionadas.

6.4.1. Primera fase Hercínica

Esta fase sería la responsable de la génesis de las grandes macroestructuras cartografiables de la región. Su dirección es NW-SE, presentando planos axiales subverticales vergentes al SW., aunque localmente presentan vergencias al NE. debido posiblemente a fases posteriores, retrovergentes. Los ejes son horizontales presentando un suave plegamiento por una fase posterior (tercera fase), que sería la responsable de las variaciones en la inmersión de estos pliegues, así el sinclinal de Guadarranque presenta inmersiones tanto al NW. ALTEMBAUER et al. (1.982), como hacia el SE., lo mismo que sucede en el anticlinal de Ibor.

La dirección de acortamiento sería, por lo tanto, NE-SW y el mecanismo de plegamiento sería por buckling seguido de aplastamiento, lo que generaría pliegues cilíndricos isópacos a similares en el Paleozoico, dependiendo de la competencia de las capas, y pliegues en acordeón en el Precámbrico, - MORENO (1.977 a), MARTIN HERRERO et al. (1.984). En las figuras 122 y 124 se han representado las posiciones de los polos de estratificación del Precámbrico, que son similares a los datos actualmente conocidos para el Ordovícico, figs. 123 y 125, excepto en el hecho de que los polos de So para el Precámbrico indican que las capas están más verticalizadas, lo cual se puede explicar porque al ser capas menos competentes, en un plegamiento por buckling, sus flancos estarían más verticalizados.

Esta fase genera la estructura planar más penetrativa que se observa en la región, aunque localmente no se desarrolla. Esta esquistosidad de plano axial (S_1), fig. 124, presenta una dirección NW-SE, con diferentes vergencias. Se trata de una esquistosidad de fractura desde incipiente, en las capas de granulometría más gruesa donde a su vez está más espaciada, a bien desarrollada en los materiales de grano más fino. Localmente en capas de grano muy fino y homogéneas se aprecia algo de recristalización de filosilicatos. No se ha observado en ningún punto que esta esquistosidad corte otra anterior, por lo que se la supone de primera fase hercínica, su paralelismo con los pliegues generados en esta fase confirma lo anterior.

El corte de esta esquistosidad (S_1), con la estratificación (S_0), genera una lineación de intersección L_1 , fig. 127, que como se ve es paralela a los ejes de pliegues de primera fase y más o me-

nos subhorizontal, las leves inclinaciones que presenta las achacamos a deformaciones posteriores de - tercera fase que pliegan suavemente la lineación. Esto a su vez indica que las capas o no estaban plegadas con anterioridad, o que si estaban plegadas, el plegamiento debe de ser homoaxial con la primera fase hercínica.

JULIVERT et al. (1.983), asocian probablemente a esta fase el sistema de fracturas E-W a --- NW-SE que afectan a la cuarcita armoricana, generando en ella una serie de "boudins" girados, este sig tema sería singenético con el plegamiento y los boudins sólo se desarrollan en las capas competentes, mientras que las incompetentes que sufren deformación dúctil atenuan la fractura, lo que explica su no continuidad.

Una primera fase hercínica con características similares a ésta ha sido descrita por TEJERO (1.976) y MARTIN HERRERO et al. (1.984), en el área estudiada o en sus proximidades, y por DIEZ BALDA (1.982) y RODRIGUEZ ALONSO (1.982), en Salamanca. También sería equivalente a la F₂ de MORENO (1.977 a), que aunque es su segunda fase, indica que es la primera en manifestarse en este área.

Estamos en desacuerdo con una primera fase como la descrita por GIL SERRANO et al. (1.984), con pliegues tumbados y cabalgamientos, basándose en su similitud con otras áreas del orógeno, donde la primera fase se acompaña de pliegues tumbados y cabalgamientos, ya que, en al menos, Salamanca y el Sistema Central este tipo de deformación se debe a la segunda fase, DIEZ BALDA (1.982), RODRIGUEZ ALONSO (1.982) y CAPOTE (1.983).

6.4.2. Fases posteriores

Para estas fases disponemos de datos más escasos y aislados, pero que nos indican, claramente, la existencia de al menos de dos fases de plegamiento posteriores a la primera. Su cronología rela tiva no la podemos precisar con los datos que poseemos, al menos con total seguridad. Por correlación con fases similares descritas en Salamanca DIEZ BALDA (1.982), RODRIGUEZ ALONSO (1.982), y en el Siste ma Central CAPOTE (1.983), pensamos que su cronología relativa es la siguiente.

6.4.2.a. Segunda fase Hercínica

Es una fase de aplastamiento de la que no hemos observado estructuras cartografiables, genera una estructura planar poco desarrollada, fácilmente visible en los alrededores de Romangordo, como una esquistosidad de crenulación (S₂), sobre S₁, la cual no llega a desaparecer. Esta S₂ es subhorizon tal, estando asociada a una serie de pliegues, apretados, en acordeón, con plano axiales subhorizonta les y ligeros buzamientos al NE. y SW.

Esta esquistosidad ya fue puesta de manifiesto en esta misma zona por MORENO (1.977 a), como esquistosidad de crenulación atribuyéndola a su cuarta fase. Posteriormente, también indican su exis-- tencia GIL SERRANO et al. (1.984), no señalando el hecho de que es de crenulación y suponiéndola de -- primera fase hercínica.

Su génesis es problemática, sin embargo podría estar ligada como en numerosas áreas próximas a cizallas dúctiles subhorizontales, como las descritas con dirección N 120-135 E en Salamanca, DIEZ - BALDA (1.982), o como las zonas de cabalgamientos dúctiles, como la falla de la Berzosa, de direccio-- nes NW-SE a NNW-SSE, del Sistema Central CAPOTE (1.983). También podría estar relacionada con la fase de pliegues subhorizontales de dirección N 100-120 E, a los que está asociado un sistema de fractura - N 110-120 E, las cuales serían fallas inversas unidas a bandas miloníticas que provocan repeticiones e incluso desapariciones en el flanco sur del sinclinal de la sierra de San Pedro MARTIN HERRERO et al. (1.984). Todas las cuales se asignan a una segunda fase de deformación, excepto los últimos, quienes - sin más datos sólo precisan que es posterior a la primera fase hercínica.

En vista de esto, también consideramos relacionadas con esta fase la génesis de los cabalga- mientos y grandes fracturas, que con dirección N 120-140 E, aparecen en el área estudiada y son parale

los o subparalelos a las grandes estructuras hercínicas, los más importantes de los cuales son la falla de Robledollano TEJERO (1.976), que hace desaparecer la cuarcita armoricana en el flanco norte del sin clinal de Santa Lucía, en las proximidades de Robledollano, que posiblemente también esta relacionada con una desaparición similar, en el mismo flanco, en las proximidades de Roturas; así como el cabalgamiento de los materiales precámbricos sobre los ordovícicos en el flanco sur del sin clinal de Guadarranque, desde Almaraz hasta Fresnedoso de Ibor MORENO (1.977 a). Tanto MORENO (op. cit.), como TEJERO (op. cit.), asignaban estas estructuras a la primera fase de deformación (segunda en el caso de MORENO, aunque como el mismo indica es la primera que se manifiesta en esta zona), plegada por fases posteriores (en el caso de MORENO, por su cuarta fase, que correlacionamos con nuestra segunda fase). Pese a que es perfectamente factible tal origen y evolución, nosotros por coherencia y comparación con otras áreas preferimos asignarles un origen de segunda fase, aunque subsistirían problemas, por ejemplo, estos cabalgamientos son cortados por el sistema de fracturas E-W, que JULIVERT et al. (1.983), consideran ligado a la primera fase, y aunque esto se podría deber a rejuegos posteriores de este sistema, se necesitan estudios más detallados para precisar estas cuestiones.

6.4.2.b. Tercera fase Hercínica

Es necesaria la existencia de una tercera fase de deformación para explicar tanto la macroestructura en "cesta de huevos" de la parte oriental del área estudiada, como ya han puesto de manifiesto JULIVERT et al. (1.983), así como para explicar las figuras de interferencia que aparecen en los materiales ordovícicos.

Los pocos datos que podemos aportar los hemos obtenido al realizar medidas de ejes de pliegues en la mitad suroriental del área de estudio, en la cual han aparecido una serie de pliegues con direcciones anómalas a los de primera fase, que se disponen según un círculo máximo de dirección N 46 E y buzamiento 65 SE., fig. 127, plano que si lo comparamos con el plano en que se disponen los máximos de los polos de So en la figura 124, de dirección N 50-60 E y buzamiento 70 SE., vemos que son bastante parecidos. Los polos de los materiales ordovícicos presentan las mismas características, fig. 125.

Una explicación para estos datos podría ser la existencia de un plegamiento de dirección NE-SW, que correspondería con la dirección del plano en el que se disponen los ejes de pliegues anómalos.

Este plegamiento explicaría fácilmente la macroestructura actualmente observada, así como las variaciones en las inmersiones de los grandes pliegues de primera fase, lo que es debido a un plegamiento de su eje. Si esta fase existe podría explicar también la verticalización de las lineaciones de intersección, puesto que obviamente, si existe debe plegarlas, dado que la posición de sus máximos, figs. 127 y 128, es coherente con un plegamiento suave con esa dirección.

De esta fase no hemos observado ningún tipo de microestructuras penetrativas a ninguna escala, por lo que no parece presentar esquistosidad asociada.

Esta podría ser equivalente a la tercera fase descrita por TEJERO (1.976), quien apunta una dirección N-S para ella, poco coincidente con nuestros datos. MORENO (1.977 a), no indica la existencia de ninguna fase con esa dirección, exceptuando una que origina kink-bands, con compresión NW-SE. Está más acorde con la fase de pliegues de dirección N 10-35 E MARTIN HERRERO et al. (1.984), descrita al oeste en las proximidades de nuestra área de estudio, sin embargo en esa zona presenta una esquistosidad de crenulación que en este área no hemos observado, aunque no se han realizado observaciones sistemáticas.

En cuanto a otras regiones más alejadas, no es fácilmente correlacionable con Salamanca, donde la tercera fase genera zonas de cizallas verticales, con adelgazamiento de la cuarcita armoricana, asociadas a las cuales aparecen fallas en escalón de dirección N 80-90 E, que compartimentan la cuarcita armoricana DIEZ BALDA (1.982). Es más fácilmente comparable con el Sistema Central, donde la tercera fase es retrovergente con respecto a las anteriores y presenta direcciones variables desde N-S a ----

NNE-SSW y finalmente NW-SE, con microestructuras poco penetrativas, CAPOTE (1.983).

6.4.2.c. Fases tardías

Esta fase o fases, deben ser responsables de la génesis de kink-bands, como por ejemplo los que se observan en la carretera a Romangordo, sobre los que no hemos realizado ningún tipo de medidas.

Fases tardías que generan kink-bands han sido citadas por TEJERO (1.976), con compresión N-S; por MORENO (1.977 a), con compresión NW-SE. También han sido citadas en Salamanca, DIEZ BALDA (1.982) y en el Sistema Central, CAPOTE (1.983), con compresión NE-SW, que a su vez la relaciona genéticamente con una serie de desgarres tardíos.

Finalmente, parecen existir una serie de familias de fracturas que han sido consideradas terciarias, el más claro de todos ellos oscila de N 30-40 E JULIVERT et al. (1.983), a N 15-50 E MARTIN HERRERO et al. (1.984), que para los primeros sería responsable de la curvatura de las grandes estructuras (por ejemplo, del sinclinal de Cañaveral). A ese sistema pertenecería la falla Alentejo-Plasencia. Sin embargo, para los segundos el sistema responsable del giro del sinclinal de Cañaveral sería el sistema de dirección N 80-120 E. Por último, parecen existir una serie de sistemas menores asociados a los anteriores que no describiremos remitiendonos a los autores anteriormente citados, también MORENO (1.977 a), trata este problema.

| FASE | ESTRUCTURA | VERGENCIA | ESFUERZOS | ESQUISTOSIDAD | NOTAS | AUTOR (ES) |
|----------------|---|---|---------------|--|--|--|
| F ₁ | Macroestructuras cartografía-- bles de dirección NW-SE. | SW | NE-SW | S ₁ | ----- | TEJERO (1.976) |
| F ₁ | Macroestructuras cartografía-- bles de dirección NW-SE. | Variable | NE-SW | S ₂ | La F ₁ de éste autor, según él mismo, no se manifiesta en esta zona | MORENO (1.977a) |
| F ₁ | Pliegues tumbados de tamaño kilométrico | NW | N-S a E-W | S ₁ | Existe una F ₁ anterior, de edad Pre-- cámblica, cuya superposición con F ₁ - da figuras de interferencia | GIL SERRANO et al. (1.984) |
| F ₁ | Macroestructuras cartografía-- bles de dirección NW-SE. | NE | NE-SW | S ₁ | ----- | MARTIN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1.984) |
| F ₁ | Macroestructuras cartografía-- bles de dirección NW-SE. | Variable pero principalmen- te al SW. | NE-SW | S ₁ | ----- | Este trabajo |
| F ₂ | Verticalización de las estructu- ras anteriores. | NE | NE-SW | No | ----- | TEJERO (1.976) |
| F ₄ | Pliegues subhorizontales | Retrovergente | ----- | S ₄ | Génesis problemática. Existe una F ₃ casi continua con la F ₂ , que no se ma- nifiesta en la zona de estudio. | MORENO (1.977a) |
| F ₂ | Figuras de interferencia por su- perposición de plegamientos. | Responsable de las dobles vergencias | ----- | No | Pliega la esquistosidad de fase 1 | GIL SERRANO et al. (1.984) |
| F ₂ | Pliegues de plano axial subhori- zontal de dir. N 100 a 120 E. | ----- | ----- | S ₂ | ----- | MARTIN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1.984) |
| F ₂ | Pliegues tumbados de tamaño métrico | NW o SE | Aplastamiento | S ₂ | ----- | Este trabajo |
| F ₃ | Pliegues con plano axial de di- rección N-S. | ---- | N-S | Microfractura ción a S ₂ | ----- | TEJERO (1.976) |
| -- | ----- | ---- | ----- | -- | ----- | MORENO (1.977a) |
| -- | ----- | ---- | ----- | -- | ----- | GIL SERRANO et al. (1.984) |
| F ₃ | Pliegues N 10 a 35 E. | ---- | E-W | S ₂ crenulación | No indican cronología relativa entre F ₂ y F ₃ , por correlación suponemos - que puede ser la presentada aquí. | MARTIN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1.984) |
| F ₃ | Macroestructura en "cesta de -- huevos". | SE | NW-SE | No | Sólo se manifiesta en la mitad SE. - del área estudiada. | Este trabajo |

Cuadro I: Características de las diferentes fases hercínicas reconocidas por distintos autores.
Comparación con las expuestas en este trabajo.

7. EVOLUCION DE LA CUENCA. CORRELACIONES

7.1 Introducción

En este capítulo vamos a presentar un esquema general sobre la evolución vertical de la cuenca de sedimentación, así como sobre su paleogeografía para distintos momentos de su evolución, nos basaremos para ello tanto en los datos anteriormente expuestos de nuestra propia zona de estudio, como en datos de otros autores para otras áreas, mediante la correlación litoestratigráfica de nuestras unidades con las descritas para esas otras áreas. Estas correlaciones presentan una serie de problemas, como son la ausencia tanto de capas que se puedan considerar capas guía de extensión regional, así como de fauna y/o flora que pudieramos usar como indicadores bioestratigráficos, la escasa flora presente indica mayoritariamente una edad Vendiente (*Bavlinella faveolata*, Vendiente inferior (parte alta)-Cámbrico inferior, PALACIOS (1.983); *Michrystidium*, Vendiente superior-Cámbrico bajo, LIÑAN et al. (1.984); etc.), y la icnofauna que aparece no es característica y no se puede usar como indicador bioestratigráfico (*Cochlichnus*, desde Precámbrico hasta Terciario, CRIMES et al. (1.977); *Phycodes pedum*, que aparece en el Grupo Nama de Sudáfrica, de edad precámbrica, GERMS (1.974) y llega hasta el Ordovícico inferior, CRIMES et al. (1.977); etc.). Otros problemas que han sido también tenidos en cuenta son la repetición de facies en el tiempo, así como su diacronía y sus cambios laterales de facies, que a veces han sido olvidados en las grandes correlaciones regionales. Para intentar solucionar estos problemas en vez de correlacionar unidad por unidad, hemos intentado correlacionar los distintos ciclos reconocidos con grupos de unidades de otras áreas que presenten la misma tendencia.

En ambos sentidos (evolución y paleogeografía), sólo podemos presentar de forma detallada una visión parcial, puesto que el área estudiada no abarca toda la cuenca (o las cuencas) de sedimentación en ningún momento de su evolución, por otro lado, al no aflorar la base de los materiales hemos necesitado correlacionar con áreas próximas para precisar la etapa inicial del desarrollo de la cuenca, finalmente, la desaparición, por erosión preordovícica, del techo de los materiales en toda el área estudiada nos impide completar el cuadro evolutivo, excepto por correlación con otras áreas.

Pese a estas dificultades se pueden reconocer en los materiales sedimentarios precámbricos - de los anticlinales de Ibor y de Navezuelas-Robledollano, tres episodios tectosedimentarios, fig. 124.

El primer episodio tectosedimentario (episodio I, fig. 129), está formado por un único ciclo sedimentario. Se desarrolló posiblemente durante el Vendiente inferior-superior, LIÑAN et al. (1.984), en el área estudiada no se puede precisar su base, pues no aflora, en áreas próximas ésta está delimitada por una discontinuidad estratigráfica con rango de laguna (la unidad basal se apoya mediante discordancia sobre Alcudiente inferior), su techo está delimitado por otra discontinuidad estratigráfica, en el momento actual de los conocimientos regionales, dada la ausencia de fauna y flora de utilidad bioestratigráfica, no se puede precisar el lapso de tiempo abarcado por esas discontinuidades. Es posible

que ligado a este último momento de interrupción sedimentaria, se pudiera producir la ferruginización de parte de la unidad dolomítica (existen ankeritas en zonas de la unidad AS.3.b), también es posible que, localmente, se pudieran producir inicios de procesos de karstificación, que podría ser una hipótesis para la génesis de morfologías monticulares en la unidad dolomítica en ciertas áreas, que explicaría la disarmonía existente entre la estructura interna de los montículos y su estructura externa.

Es un ciclo que representa la colmatación de una cuenca sedimentaria, con tránsito, en la -- vertical, desde facies de abanico submarino y talud continental (unidades AS.1 y AS.2, respectivamente), a facies de plataforma primero siliciclástica (AS.3.a), y posteriormente, para finalizar el ciclo, las facies carbonatadas de la unidad AS.3.b que representan un período de estabilización.

El segundo episodio tectosedimentario (episodio II, fig. 129), se desarrolló posiblemente, -- durante el Vendense superior, su base está delimitada por una discontinuidad estratigráfica, mientras que su techo lo está por otra discontinuidad, más importante, con rango de laguna estratigráfica, por las mismas razones anteriores (ausencia de marcadores bioestratigráficos), desconocemos el lapso de -- tiempo abarcado por dicha laguna.

Está compuesto, como ya hemos dicho, por dos unidades que presentan características homogéneas en toda el área de estudio, representan dos etapas dentro de la colmatación de una cuenca sedimentaria con tránsito desde ambientes de plataforma siliciclástica (unidad AS.3.c), a ambientes sublitorales -- (AS.4), que localmente pueden presentar secuencias que contienen términos intermareales (asociación -- VI.c).

Por último, del tercer episodio tectosedimentario (episodio III, fig. 129), sólo conservamos la base de su ciclo sedimentario basal, desconociéndose si posee uno o más ciclos, aunque por correlación parece incluir uno solo. Su edad sería Vendense superior, está compuesto por una única unidad -- (AS.5), cuya base está delimitada por una discontinuidad con rango de laguna estratigráfica (como ya -- hemos indicado desconocemos el lapso de tiempo abarcado por ésta), que incluye la erosión de niveles -- infrayacentes apoyándose AS.5 sobre distintas unidades en sus dos áreas de afloramiento, e incluyendo la presencia, como cantos, de fragmentos de diferentes litologías de dichas unidades.

Sus características sedimentológicas homogéneas dentro del área de estudio, junto a la desaparición de su techo, por erosión preordovícica, nos impide precisar el carácter del ciclo, así como -- su evolución, excepto por correlación con otras áreas, donde parece que está mejor desarrollado.

7.2 Evolución paleogeográfica

A continuación describiremos la evolución y la paleogeografía supuesta para cada uno de los episodios tectosedimentarios diferenciados. Asimismo, correlacionaremos los diferentes ciclos con materiales descritos por otros autores en áreas próximas, en algún caso éstas nos servirán para completar, bien el cuadro evolutivo, o bien la paleogeografía de la cuenca para los diferentes episodios. Con áreas más alejadas sólo se presentan algunas correlaciones tentativas con el N. de Cáceres y Salamanca, debido a los problemas que presentan.

7.2.1 Primer episodio tectosedimentario

Tras una fase de plegamiento que afectó a los materiales denominados Alcudiense inferior, fa se que está mal conocida (ver capítulo 6.2), y ha sido negada y afirmada sucesivamente, aunque recientemente, tanto PIEREN (1.985), como nosotros mismos hemos comprobado su existencia, que se refleja por existir marcadas diferencias entre los estilos de superposición de plegamiento entre Alcudiense inferior (con pliegues zigzagueantes de eje vertical) y el Alcudiense superior (en domos y cubetas), en el que se engloban los materiales aquí descritos, además de por sus características litológicas, paleontológicas y tectónicas. Esta fase podría ser incluso sinquistosa, PIEREN (1.985).

Así pues, tras esta fase compresiva y una posterior etapa de erosión del Alcudiense inferior, se debe de producir una fase distensiva, que en un espacio corto de tiempo nos generaría una cuenca se

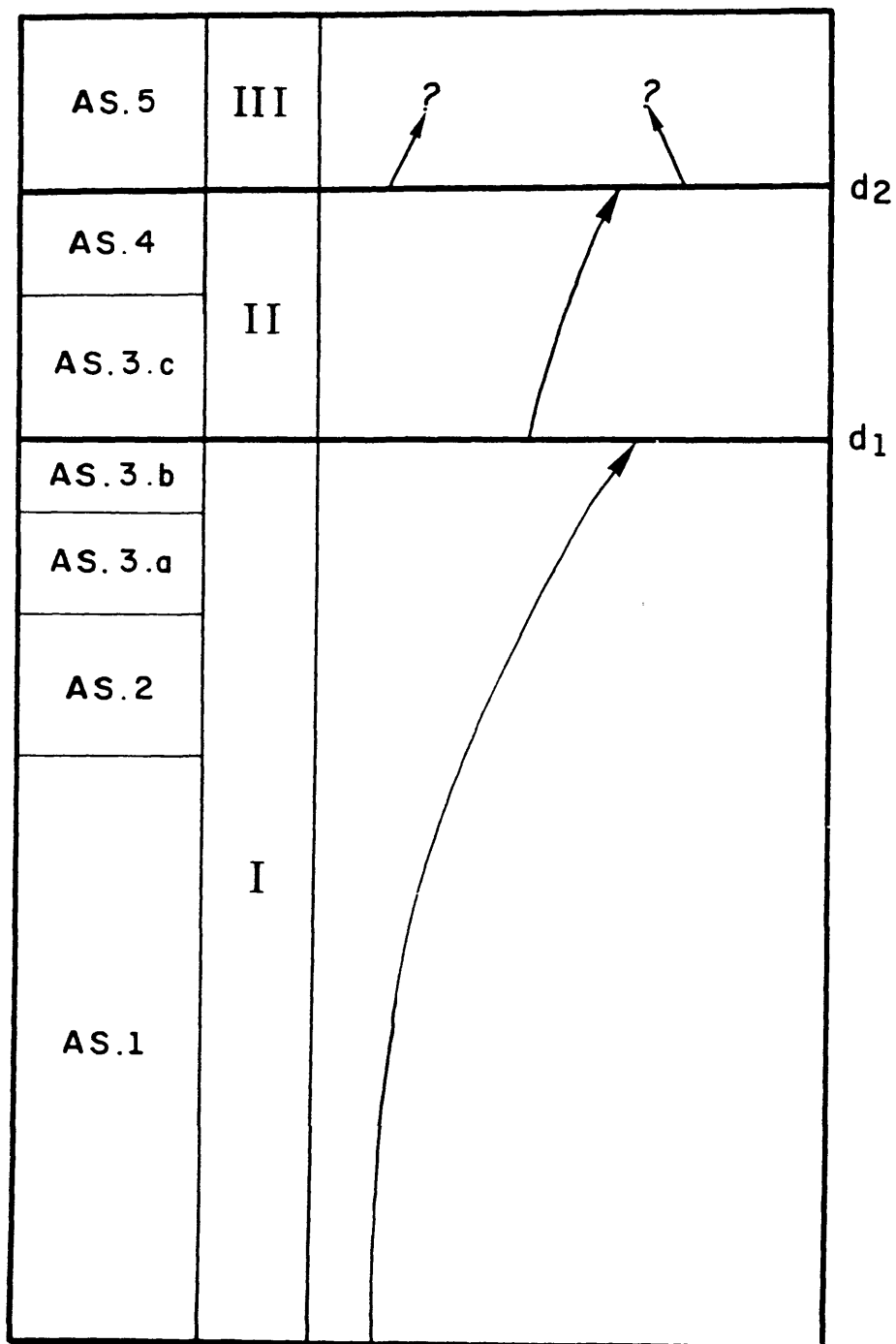


Fig 129: Etapas tectosedimentarias reconocidas en el Alcudiense superior de los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano.

dimentaria de cierta profundidad, esta fase debería estar relacionada con procesos de tipo rifting, que por las características que presenta el episodio inferior debió evolucionar hacia un margen pasivo de tipo atlántico, de forma muy rápida (un esquema parecido, aunque para materiales no totalmente equivalentes a éstos, debido a problemas de correlación que se expondrán más adelante, fue propuesto anteriormente, VEGAS et al. (1.977), VEGAS (1.978), quien incluso indica que sería equivalente a un proceso similar datado en el margen americano en 850 m.a.). Una profundización relativa de la cuenca, de forma rápida, es necesaria para que salvo unas primeras decenas de metros, en las que aparecen niveles canalizados conglomeráticos y paraconglomerados, sólo descritos en la zona de Agudo-Valdemanco por PIEREN (1.985), cuya interpretación sedimentológica detallada no se ha realizado, pero que podrían estar originados por abanicos aluviales, o corresponder a las facies canalizadas de un abanico submarino, PIEREN op. cit., la cuenca comienza a rellenarse con materiales turbidíticos, compuestos por alternancias de esquistos y grauvacas, correspondientes a ambientes de abanico submarino profundo, que ha recibido diferentes nombres según los autores y zonas en los que han sido descritos: Formación Aldeacentenera, -- TEJERO (1.976) y facies equivalentes en todo el anticlinorio Centroextremeño; "unidad pelítica inferior" y "unidad grauváquica superior", PIEREN (1.985), en la región de Agudo-Valdemanco; "unidad AS.1", en este trabajo así como sus facies equivalentes en la prolongación suroriental del anticlinal de Ibor; -- etc. Dadas las características de las facies, estos materiales han sido depositados en abanicos turbidíticos dentro de surcos submarinos, a cierta profundidad, todo lo cual indica, como ya hemos dicho, -- una fase de apertura de la cuenca y profundización de ésta, suficientemente rápida.

Áreas de plataforma o continentales, equivalentes laterales y área fuente de los materiales depositados en ese surco turbidítico, apenas han sido descritas. Recientemente, PIEREN (1.985), indica la existencia de una zona con series condensadas de plataforma, donde se produciría principalmente --- transporte de sedimentos, sin que éstos lleguen a depositarse, y en el caso de que lo hicieran serían frecuentemente removilizados, al SE. de su zona de estudio, con una estructuración de la cuenca en la que existirían áreas someras y emergidas al SW. y el surco con relleno turbidítico al NE. Al SE. de am bas zonas, en el anticlinal de Alcudia, los primeros sedimentos del Alcudiense superior, que se apoyan discordantes sobre Alcudiense inferior, según se desprende de investigaciones que estamos realizando -- actualmente en esa zona, dentro del proyecto de investigación "Caracterización estratigráfica del Alcu diense superior", financiado por la CAICYT, junto a los demás miembros del equipo Precámbrico-Paleozoico del Dpto. de Estratigrafía, UCM y miembros del Instituto de Geología Económica, CSIC, corresponden a materiales de plataforma, quizás de ambientes sublitorales.

Así pues, todo lo anterior indica una estructuración de la cuenca en dirección aproximada -- N-S, con áreas de plataforma e incluso emergidas hacia el S. y SE. del área estudiada, la extensión de esa zona, su distribución de ambientes sedimentarios y las relaciones exactas entre las diversas áreas de aparición, son hasta el momento desconocidas y las suponemos relacionadas por su situación discordante inmediatamente encima de Alcudiense inferior, fig. 125. Al N. de la línea de trazos de dicha figura, en el área estudiada y hacia el E. y W. de ésta, se establece un surco turbidítico, los materiales que rellenan ese surco, son los más bajos que afloran en nuestra zona.

El relleno del surco se realiza mediante abanicos turbidíticos (ver capítulo 5.4). La progra dación de éste (éstos) abanico (s), que irían colmatando la cuenca hace que pasemos, en la vertical, -- desde la facies de lóbulos, que aparecen predominantemente en los núcleos de los anticlinales, por ejemplo carretera de Guadalupe a Alía; a facies de canales distribuidores, que pese a no verse sus morfologías canalizadas típicas (hay que recordar que en abanicos turbidíticos los canales pueden ser muy extensos, mucho más que los afloramientos disponibles), la agrupación de la asociación con tendencias "fining up ward", han sido descritas como relleno del sistema canalizado, WALKER y MUTTI (1.973), esta asociación se puede observar perfectamente en la parte alta de la unidad AS.1, sobre todo en la carretera de Casta ñar de Ibor a Robledollano, que es donde presentan sus mejores afloramientos. Dentro de esta unidad, -- en las facies de lóbulos, al SW. de Guadalupe, se han podido tomar algunas medidas de paleocorrientes,

que indican direcciones de aporte dominantes desde el SE. hacia el NW., lo que apoya, de una forma amplia, la estructuración anteriormente presentada a falta de un conocimiento exacto del funcionamiento de los aparatos turbidíticos, así como de la estructuración de la cuenca hacia el SW. del área estudiada, región de la que carecemos de datos, fig. 130.

Continuando con la progradación del abanico submarino y con la colmatación del surco, en la etapa siguiente pasamos desde las facies de canales distribuidores, a las facies de canales principales, ya en la unidad AS.2. Esta asociación presenta una distribución limitada a áreas concretas (alrededores de Navezuelas; entre Castañar de Ibor y Navalvillar de Ibor; y según TEJERO (1.976), facies — equivalentes entre Deleitosa y Retamosa, que desaparecen al SW. de Cabañas del Castillo), pese a que no han podido medirse en ellas direcciones de paleocorrientes, su distribución de potencias, que aumentan de NE. a SW., así tenemos 2,5 m. de potencia en el flanco NE. del anticlinal de Ibor (columna carretera Castañar-Robledollano II, fig. 39), 40 m. en el flanco SW. de dicho anticlinal (columna carretera Castañar-Robledollano I, fig. 40), y 70 m. en Navezuelas (columna Navezuelas I, fig. 23). Más hacia el SW., TEJERO (1.976), dentro de la formación Retamosa-Cabañas del Castillo, correlacionable con AS.2, y caracterizada por la existencia de niveles conglomeráticos, que por su descripción son equivalentes a la asociación II.a, presenta una columna en el arroyo de los Santos en cuya base se sitúan — unos 200 m. de niveles conglomeráticos dominantes. Así pues el aumento claro de potencia de NE. a SW. podría indicar una relación proximal-distal en sentido SW.-NE., algo oblicuo a lo anteriormente expuesto, esto se puede explicar debido al desconocimiento de datos, con respecto a la base del Alcudiense superior, hacia el SW. de la zona estudiada en esa dirección. En una dirección transversal o casi transversal a la cuenca (NW.-SE.), no afloran conglomerados ni al NW., ni al SE. de las zonas anteriormente expresadas, lo que apoya una dirección de transporte SW.-NE., siendo los materiales más distales hacia el NE.

Por último, con la sedimentación de facies finas con niveles slumpizados y paraconglomerados, facies típicas de talud submarino, que aparecen en toda el área estudiada sobre las facies de abanicos submarinos y bajo facies de plataforma, concluye la colmatación del surco submarino.

A continuación, se establecen en la zona de estudio ambientes de plataforma siliciclástica — de baja energía (unidad AS.3.a). En esta plataforma aparecen desde niveles de plataforma externa y parte alta del talud, que sólo se ha podido caracterizar en un punto (columna Puente de Almaraz, fig. 25), que presenta cicatrices de slumps ("slump scar"), típicas de esos ambientes, su situación sobre las facies de talud y bajo las facies de plataforma en sentido estricto, apoya esta asignación.

También en la base de AS.3.a, pero en la zona sur del área estudiada, afloran una serie de — niveles conglomeráticos y areniscosos, canalizados (asociación III.b), su distribución de facies, así como su distribución de espesores, presentan características especiales, figs. 82 y 83. Así su máxima potencia aparece en la zona de Navezuelas, disminuyendo de una forma generalizada, en todas las direcciones en sentido radial, hacia el N., NE. y E., fig. 82, siendo en las zonas de mayor potencia donde la asociación presenta las facies que consideramos más proximales, con dominio de los términos de granulometría más gruesa y una baja proporción de contenido en materiales lutíticos, mientras que en zonas más distales presentan un tamaño de grano más fino y mayor cantidad de términos lutíticos en las secuencias, fig. 83. Estos niveles representarían un área puntual de aportes hacia la plataforma, su distribución de facies indica que la energía del sistema disminuye desde el S. hacia el N., NE. y E., por lo que podrían estar relacionados con sistemas fluviales o fluvio-deltaicos en otras áreas más hacia el S., este sistema, que no nos es posible asimilarlo totalmente a medios deltaicos, sería el área fuente local de aportes hacia la plataforma, aunque en él, debido a la dinámica de la plataforma (baja energía), quedarían atrapados la mayoría de los materiales de granulometría más gruesa, pasando hacia la plataforma sólo materiales más finos, esporádicamente existirían aportes de grano algo más grueso, bien directamente desde el sistema canalizado, o bien re TRABAJADOS por corrientes, tormentas, etc., a partir de estos materiales (asociación III.a).

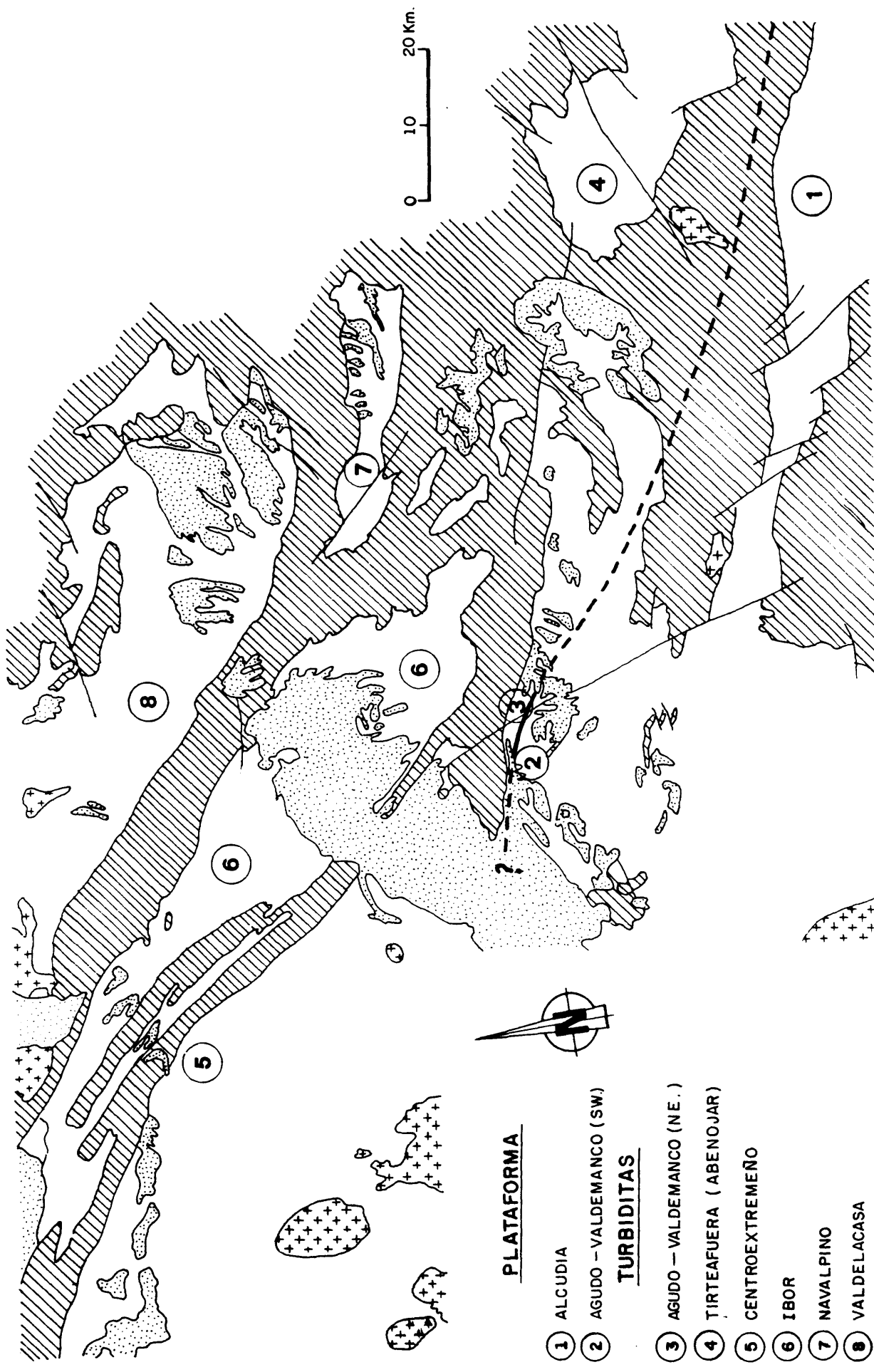


Fig. 130: Distribución de los materiales de plataforma y turbidíticos en la base aflorante del Alcu diense superior.

PLATAFORMA

- ① ALCUDIA
- ② AGUDO - VALDEMANCO (SW)
- ③ AGUDO - VALDEMANCO (NE.)
- ④ TIRTEAFUERA (ABENOJAR)
- ⑤ CENTROEXTREMEÑO
- ⑥ IBOR
- ⑦ NAVALPINO
- ⑧ VALDELACASA

TURBIDITAS

--- LIMITE SUPUESTO ENTRE LAS ZONAS DE PLATAFORMA Y SURCO.

Los factores anteriores indican una estructuración de la cuenca similar a la de la unidad anterior (AS.2), con un área fuente situada, de una forma amplia hacia el S. del área estudiada. Los datos de paleocorrientes citados por HOFGES et al. (1.982), que indican la existencia de direcciones de aporte desde el SSW. hacia el NNE. tanto en la base de la "serie de Navalvillar", base de AS.3.a, como en los niveles conglomeráticos de la "serie coloreada", aunque estos últimos también los situamos en la base de AS.3.a (ver capítulo 4.2.2.a), son concordantes con ésta interpretación, sin embargo, medidas de paleocorrientes propias, en los conglomerados de la base de la unidad, columna carretera Castañar-Navalvillar, fig. 47, indican direcciones de aporte desde el N. hacia el S. La escasez de medidas (solamente se han podido realizar 2), y que sólo se hayan podido medir en ese punto, dadas las malas condiciones de los afloramientos para este tipo de medidas, nos impide mayores precisiones, pudiendo estas medidas estar relacionadas con tormentas o con corrientes de flujo mareal que retoquen los niveles canalizados.

En la parte media y alta de la unidad AS.3.a dominan ambientes de plataforma siliciclástica de baja energía (asociación III.a), mientras que los niveles canalizados (asociación III.b), están casi ausentes, lo que unido a una disminución de la granulometría dentro de ambas asociaciones hacia techo, donde dominan los niveles lutíticos de la asociación III.a, indicaría una extensión de las condiciones de plataforma a áreas más amplias, así como la desaparición del foco de aportes anteriormente descrito. Las causas que podrían haber originado lo anterior son fundamentalmente dos, por un lado, podría deberse a la existencia de un período transgresivo, con extensión de las condiciones de plataforma a áreas más amplias, lo que provocaría un retroceso del foco de aportes, o bien, por otro lado, podría deberse a una disminución en cantidad y tamaño de grano de los aportes continentales, esta disminución estaría originada por la erosión, hasta llegar al casi arrasamiento del área madre, lo que provocaría que no hubiera energía para transportar materiales de granulometría más gruesa, aportando sólo finos. Con los datos que disponemos no podemos decantarnos por una de las dos causas, aunque nos parece probable que se pueda invocar un mecanismo intermedio que combine el arrasamiento del área fuente con la existencia de un pequeño pulso transgresivo, todo lo cual produciría esa extensión de los ambientes de plataforma a grandes áreas, que se vería favorecido por el arrasamiento de áreas continentales.

Es en este momento, en el que la cuenca debe presentar su máxima extensión, con un área fuente distante y casi arrasada hacia el S. y SW., ésta estaría constituida predominantemente por materiales sedimentarios del ciclo infrayacente (Alcudiense inferior), los clastos carbonatados presentes en los materiales de la unidad AS.1 y AS.2, deben provenir de la erosión de niveles dolomíticos interestratificados en el Alcudiense inferior, como los descritos por PIEREN (1.985). Por otro lado, los fragmentos de rocas esquistosas con materia carbonosa, que aparecen en la unidad AS.3.a, son típicas de algunas unidades del Beturiense superior, HERRANZ (1.983, 1.984), su aparición como clastos en AS.3.a indicaría que el arrasamiento en el área fuente ha llegado a niveles más profundos, afectando ya a materiales del ciclo Beturiense. La presencia de rocas ígneas en las muestras de AS.3.a, así como de materiales grauváquicos con aspecto de tener cierto contenido de clastos volcánicos, en campo, podría indicar la presencia de un vulcanismo, del que carecemos de referencia en todas las regiones próximas, por lo que su desarrollo pudo estar relacionado con áreas limitadas que actualmente estarían erosionadas.

Finalmente, el arrasamiento casi total del área fuente, produciría la desaparición o disminución (en cantidad y granulometría), de los aportes terrígenos, lo que unido a la colmatación de la plataforma siliciclástica, con grandes áreas someras, a su gran estabilidad y a las condiciones físico-químicas adecuadas, provocaría el inicio de colonización del sustrato por mallas de algas planas (estromatolitos), en condiciones similares en grandes áreas. La uniformidad de la laminación primaria, en todos los niveles y en todas las asociaciones (en las facies que consideramos como de origen orgánico), junto a la ausencia de características de desecación (que no se han observado en ningún punto), indicaría una acumulación orgánica subacuática, en zonas submareales.

La unidad AS.3.b presenta unas características sedimentológicas homogéneas en toda la región,

excepto en dos pequeños surcos en su terminación noroccidental.

En toda el área estudiada el inicio de la colonización por mallas de algas, coincide con las etapas finales de arrasamiento del área fuente, por lo que, esporádicamente, llegarían aun aportes de terrágenos finos, los cuales impedirían el crecimiento de las mallas de algas, asociación IV.g, ésta representa una ralentización en la sedimentación y abarca un lapso de tiempo relativamente amplio, mante niéndose esas condiciones a lo largo de todo el período que comprende la sedimentación de la unidad -- AS.3.b en toda el área de estudio, que sólo serían interrumpidos esporádicamente por tormentas, corrientes y/o oleaje, que destruirían los niveles de algas, asociación IV.f y IV.d.

Como ya hemos indicado el resto de las asociaciones distinguidas en esta unidad se distribuyen en dos pequeños surcos, de dirección NW.-SE., situados en la terminación noroccidental del área estudiada, fig. 102. Ambos representan surcos subsidentes donde la potencia de la unidad carbonatada es superior a la del resto del área, mientras que la potencia de la unidad infrayacente (AS.3.a), es inferior a la normal.

En el surco de Romangordo hemos separado tres etapas en el desarrollo de la unidad carbonatada. En la primera etapa se diferencian 3 zonas, una central con acumulación de niveles bioconstruidos (facies D.1.a), con dos zonas laterales, una hacia el NW. con dominio de niveles de origen tractivo y esporádicos niveles de origen orgánico (asociación IV.e), junto a niveles slumpizados, lo cual indica un área más abierta a la dinámica marina de corrientes y oleaje, que estaría ligeramente deprimida --- frente a la zona central, ésta última actuaría como una zona resistente a la acción de corrientes y -- oleaje, dejando detrás de ella hacia el SE. una "zona de sombra", en la que se depositaría material terrígeno fino y algunos niveles monticulares de algas (asociación IV.d.1).

La segunda etapa comienza con la llegada de aportes terrágenos finos, que impiden el crecimiento de los niveles estromatolíticos y producen la progradación de los ambientes sedimentarios pues las asociaciones de facies presentes las interpretamos como de llanura mareal (asociación IV.c)-canal tidal (asociación IV.b), depositadas en medios inter-submareales.

Por último, en la tercera etapa también hemos distinguido tres zonas, no coincidentes con -- las de la primera, con una zona central, donde nuevamente se desarrollan mallas de algas en medios submareales que pueden ser destruidas por tormentas y/o oleaje con moderados aportes terrágenos (asocia-- ciones IV.e y IV.g), rodeada por dos zonas, al NW. y SE. más someras, en las que se desarrolla una asociación canal tidal-llanura mareal; en las facies canalizadas se pueden reconocer diferentes jerarquías dentro de la red, desde grandes canales con relleno mixto, carbonatado-terrágeno, que presentan direc-- ciones de paleocorrientes bimodales opuestas, de dirección NE.-SW., sin poder precisar su sentido (asociación IV.a) y canales de menor tamaño, con relleno terrágeno (asociación IV.b), que representan canales secundarios dentro de la red.

Como se puede observar la primera y la tercera etapa presentan esquemas paleogeográficos di-- ferentes, mientras que en la primera los medios marinos más abiertos se sitúan hacia el NW., en función de su distribución de asociaciones de facies, en la tercera se disponen perpendicular a la anterior, - hacia el NE. o SW., no se puede precisar, en función de las direcciones de paleocorrientes que presen-- tan los niveles canalizados. De la segunda etapa desconocemos su polaridad paleogeográfica. Estas diferencias entre las distintas etapas, más que a grandes cambios en la cuenca, deben estar ligadas a pe--queños cambios locales en la velocidad de subsidencia, variaciones en la posición de áreas emergidas, etc., que en medios muy someros como son éstos, podrían originar variaciones paleogeográficas acusadas de una a otra etapa.

En el surco NE., zona de Valdecañas, no se pueden separar etapas claramente, lo cual puede -- ser una indicación más que las variaciones en Romangordo son exclusivamente locales, aunque se pueden reconocer dos estadios cuya separación no es neta. Un estadio inicial, submareal, que representa el -- inicio de la colonización del sustrato (asociación IV.g), que da paso al desarrollo de cuerpos biocong

truidos tabulares, cuya destrucción da lugar a la asociación IV.e, en la que se incluyen barras subtidales que se organizan con tendencia thickening upward, y, localmente, al desarrollo de grandes cuerpos monticulares, cuyo relieve viene indicado por la existencia de slumps en sus flancos, asociación IV.d.2. En el segundo estadio se aprecia una cierta organización según una dirección SW.-NE., con facies y asociaciones de facies que indican que la energía del medio es mayor hacia el NE., donde continúan las mismas condiciones que en el estadio inicial, es decir, sería una zona submareal sometida a la acción de corrientes y/o tormentas en un medio abierto, asociación IV.e, hacia el SW. aparecen facies que indican una energía menor, representando medios inter-submareales tranquilos, asociaciones IV.c y IV.f, sólo a techo aparecerían esporádicos niveles canalizados (asociación IV.b), que dada su interrelación con las asociaciones anteriores, sobre todo con la IV.c, ambas se pueden interpretar como un conjunto de canal tidal-llanura mareal.

Con la sedimentación carbonatada de la unidad AS.3.b culmina el proceso de colmatación de la cuenca iniciado con los depósitos turbidíticos de la unidad AS.1. A continuación se produce una etapa de interrupción sedimentaria, que puede abarcar un periodo más o menos largo de tiempo, que debido a la ausencia de indicadores bioestratigráficos precisos es imposible cuantificar. Durante este periodo es posible que se pudiera producir importantes procesos diagenéticos que afectarían sobre todo a la unidad carbonatada, de esta manera, la ferruginización de parte de ella, con amplia presencia de ankeritas pudo haberse producido en este momento. También se podrían haber producido procesos de karstificación, pues hay indicios de la existencia de un kars desarrollado sobre los materiales carbonatados, en los alrededores de Castañar de Ibor, del que desconocemos su edad real de formación. Este tipo de procesos u otros, también de disolución, podrían haber generado las morfologías monticulares del último nivel dolomítico entre Fresnedoso y Navalvillar de Ibor, lo que explicaría la disarmonía existente entre la estructura externa (forma monticular), y la estructura interna (laminación paralela, que llega a los bordes de los montículos con las mismas características).

Aunque, como ya hemos dicho anteriormente, la cuenca de sedimentación para este primer episodio tectosedimentario se estructura en dirección SW.-NE. a S.-N., con áreas emergidas hacia el SW. y de una forma amplia hacia el S., fig. 130, y áreas más profundas hacia el NE. y N., de la distribución de espesores para las unidades AS.3.a y AS.3.b, fig. 103, se deduce la existencia de una estructuración a menor escala, responsable de la distribución actual de espesores de esas unidades. Al hablar de la unidad AS.3.b ya hemos hecho referencia a la existencia de dos pequeños surcos en el extremo noroccidental del área estudiada, que se disponen paralelos o casi paralelos a la estructuración regional --- (NW.-SE.). Otro accidente importante se sitúa en el extremo suroriental de la misma, el cual representa una zona de umbral para la sedimentación de las unidades de plataforma anteriores, con espesores muy reducidos de éstas, cuya disposición, a grandes rasgos, es transversal a la cuenca (dirección NE.-SW.). Este umbral comienza a manifestarse a partir de la carretera al Hospital del Obispo, teniendo su máxima importancia, con el mínimo espesor de las unidades de plataforma, al SE. del Estrecho la Peña. En la prolongación suroriental del anticlinal, en las proximidades del río Guadiana, por los datos que disponemos, aún parece manifestarse, aunque la desaparición por erosión de estos materiales más al SE. del río Guadiana nos impide conocer su alcance y extensión.

7.2.2 Segundo episodio tectosedimentario

Este episodio se inicia tras un periodo de interrupción sedimentaria, situado a techo de la unidad carbonatada, AS.3.b, representado por la ferruginización y posible karstificación de ésta. La duración del periodo de interrupción nos es desconocida, aunque abarca un lapso corto de tiempo.

El episodio está compuesto por dos unidades, AS.3.c y AS.4, que representan un nuevo episodio de colmatación, en este caso totalmente terrígeno, de la cuenca.

Para que a esta cuenca que ya estaba colmatada con los materiales carbonatados de la unidad AS.3.b (los cuales indican una zona estable a la que apenas llegan aportes, con un área continental ca

si arrasada), vuelvan a llegar aportes terrígenos en cantidades suficientes y se restablezcan las condiciones sedimentarias previas a la deposición de la unidad carbonatada, es necesario una reactivación del área fuente. Esta reactivación podría tener varios orígenes (descenso del nivel del mar, elevación continental), sin embargo, puesto que entre los materiales carbonatados y los terrígenos suprayacentes las diferencias batimétricas, si existen, deben ser pequeñas, no parece posible que la reactivación -- del área fuente se deba a un descenso del nivel del mar, en este caso la llegada de terrígenos a la -- cuenca se debería a una elevación continental, que sería ocasionada por impulsos tectónicos.

Estos impulsos, que no debieron ser muy importantes, aunque parecen ser los precursores de -- otros más importantes en la base de AS.5, provocarían que volvieran a aparecer, en toda la zona estu-- diada, ambientes de plataforma siliciclástica de baja energía representados por la asociación de fa-- cies V.a, con una condiciones homogéneas en toda la región, sólo esporádicamente aparecen niveles cana-- lizados (asociación V.b), dispersos entre la asociación V.a.

En cuanto a la disposición de la cuenca para este ciclo, pese a que el techo de la unidad -- AS.3.c está erosionado en algunos puntos (Romangordo, Valdecañas, etc.), o incluso no aparezca la uni-- dad (Navezuelas, Robledollano, etc.), de su distribución de espesores conservados, fig. 110, parece de-- ducirse que no existe un cambio significativo en la forma y estructuración de la cuenca frente al epi-- sodio anterior, se mantienen los dos surcos, con la misma dirección NW.-SE., que existían en la termi-- nación noroccidental del área estudiada, en Romangordo y en Valdecañas, en ambos casos no existen dife-- rencias sedimentológicas frente al resto del área, aunque como hemos dicho, sus techos están erosiona-- dos. También se mantiene el umbral situado en la zona suroriental (Estrecho la Peña), con característi-- cas similares (dirección NE.-SW.), en este caso, sedimentológicamente, tampoco existen variaciones in-- cluyéndose todos los materiales en la asociación V.a, aunque presentan un tamaño de grano más fino y, -- en general, menos intercalaciones grauváquicas. No podemos precisar la extensión de este umbral, pues -- en la prolongación suroriental del anticlinal de Ibor, en el río Guadiana, no aparecen materiales por -- encima de los carbonatados que pudieran ser correlacionables con los de este episodio.

El tránsito a la unidad suprayacente AS.4 es concordante y corresponde a la continuación de -- la colmatación de la cuenca iniciada con AS.3.c.

La unidad AS.4 representa ambientes de sedimentación más someros frente a AS.3.c, esta some-- rización, que indica un avance en la colmatación de cuenca, viene explicada tanto por datos sedimen-- tológicos, como por datos geoquímicos. Los primeros se refieren al número y concentración de los niveles -- canalizados, que es superior en AS.4 frente a AS.3.c, esto se debe a que en facies más someras apare-- cen mayor número y concentración de canales que en facies algo más profundas, las cuales deben carecer -- de ellos, o bien, si aparecen es en menor número y muy dispersos, tal como sucede en AS.3.c, que sólo -- contiene canales en áreas localizadas, mientras que AS.4 presenta muchos más canales y en toda su ex-- tensión.

Por otro lado, los datos geoquímicos están relacionados con la desaparición casi total de fel-- despatos y un enorme aumento, correlativo a la desaparición del anterior, en el contenido de caolinita, -- que coincide con el inicio de la unidad AS.4.

A este respecto hay que señalar que hace unos dos años se realizaron diversas campañas de -- campo, por los demás miembros del equipo Precámbrico-Paleozoico del Dpto. de Estratigrafía, U.C.M., e -- Instituto de Geología Económica, C.S.I.C., junto al Dr. Julio Saavedra de la Universidad de Salamanca, -- con vistas a caracterizar geoquímicamente distintas unidades dentro de este sector del Macizo Hespéri-- co, para lo cual se muestrearon varias secciones en los anticlinales de Ibor y de Valdelacasa, cuyo es -- tudio global permitió separar geoquímicamente diversas unidades, SAAVEDRA et al. (1.984). En el anti-- clinal de Ibor una de las secciones estudiadas se levantó a lo largo de la carretera al Hospital del -- Obispo, el estudio global de las muestras obtenidas en esta sección, junto a otras del anticlinal de -- Valdelacasa, permitieron caracterizar geoquímicamente el Alcudiense superior, a las pizarras del

Pusa y a las areniscas del Azorejo. Posteriormente, tras el levantamiento por nosotros de diversas columnas a lo largo de dicha carretera, nos permitió situar las muestras obtenidas dentro de una columna estratigráfica sintética y por lo tanto pudimos observar las variaciones verticales para los diferentes elementos y minerales analizados, uno de los resultados obtenidos, entre otros, fue la delimitación de una ruptura coincidiendo aproximadamente con la base de la unidad AS.4. Esa ruptura representa la práctica desaparición de los feldespatos en las muestras estudiadas, correlativa con la cual se observa un brusco aumento en el contenido en caolinita, lo cual se puede interpretar como originado por una somerización de AS.4, que produciría un entrapamiento de los feldespatos en zonas donde podrían sufrir un intenso retrabajamiento con la aparición de abundante caolinita.

Así pues, la unidad AS.4 correspondería a ambientes deposicionales sublitorales que podrían considerarse como deltaicos, y aunque carecen de algunas de las características típicas de esos medios, la asociación de secuencias que hemos interpretados como originadas por progradación de barras de desembocadura de canales distributarios (asociación VI.d), y de secuencias canalizadas (asociación VI.a), en el sinclinal de la casa del Rosal, entre el puente de Almaraz y la pista forestal de Higuera a Campillo de Deleitosa, y dadas las condiciones ambientales precámbricas muy diferentes de las actuales, - con ausencia de vegetación continental, etc., sería posible considerar este tipo de asociaciones como "deltas", en sentido amplio. Junto a estas secuencias aparecen otras asociaciones de facies que podrían corresponder a llanuras mareales (asociación VI.c), en el puente de Almaraz, entre niveles canalizados, que representarían zonas muy someras dentro del sistema deltaico. La última asociación de facies que presenta esta unidad, la VI.b, se puede interpretar como depósitos de plataforma siliciclástica de baja energía, que se habría originado en zonas más externas y abiertas, asociada a la cual aparecen menor número de canales.

En cuanto a su disposición paleogeográfica, la distribución de sus asociaciones de facies es relativamente homogénea, aunque en los afloramientos noroccidentales (puente de Almaraz, pista Higuera-Campillo, etc.), es frecuente la aparición de las asociaciones VI.d y VI.c junto a la VI.a (canales) y la VI.b; mientras que en sus afloramientos surorientales (Hospital del Obispo, La Calera, etc.), aparece la VI.b junto a la VI.a, mientras que las otras dos no existen. En estas dos zonas (núcleo del sinclinal de la casa del Rosal, donde su techo está erosionado, y flanco NE. del anticlinal de Ibor, - desde Navalvillar de Ibor hacia el SE., no apareciendo en el flanco SW. de dicho anticlinal al haber sido erosionada por la unidad suprayacente AS.5), parece presentar una tendencia a la disminución de espesores desde el NW., donde presenta los máximos, a pesar de estar la unidad incompleta, hacia el SE. presentando los mínimos en la zona de La Calera-Estrecho la Peña, donde la unidad está completa.

Se desconocen las direcciones de paleocorrientes de los niveles canalizados, aunque su morfología de afloramiento puede ser indicativa en sentido amplio. Así al SE. del área estudiada, los niveles canalizados presentan formas lenticulares, por lo que debemos estar observándolos en una dirección muy próxima a la de su eje, y por lo tanto a la de sus direcciones de aporte, que de una forma amplia sería NE.-SW., sin poder precisar su sentido, por otro lado, al NW. del área estudiada los niveles canalizados se presentan como extensos cordones lineales, lo que indicaría que sus ejes son sensiblemente paralelos a sus afloramientos y por lo tanto a sus direcciones de aporte, las cuales serían, en este caso, NW.-SE. sin poder precisar tampoco su sentido.

De todo lo anterior, parece deducirse que la estructuración de la cuenca podría ser similar a los estadios anteriores, pues además, carecemos de indicaciones que nos hagan suponer que la estructura a gran escala ha variado, de esta forma existirían áreas emergidas hacia el S. y SE. de la actual zona de estudio y una cuenca muy somera por lo que las direcciones de paleocorrientes podrían ser variables, articulada con un umbral hacia el SE., en la misma posición que para las etapas anteriores. Otras estructuraciones ante la ausencia de afloramientos, no han podido ser observadas.

7.2.3 Tercer episodio tectosedimentario

De este episodio sólo se conservan los materiales basales que lo inician, representados por la unidad AS.5. Esta presenta una base erosiva, apoyándose en las dos únicas zonas en las que aflora sobre distintas unidades infrayacentes, así al SW. de Guadalupe, en el flanco SW. del anticlinal de -- Ibor lo hace sobre la unidad AS.3.c, mientras que entre la carretera al Hóspital del Obispo y el Estrecho la Peña, flanco NE. del mismo anticlinal, lo hace sobre la unidad AS.4, en ambos casos, el contacto parece ser concordante, aunque neto. Su base erosiva unido a la presencia en AS.5 de clastos pertenecientes a las unidades infrayacentes, que evidencian su consolidación, reconociéndose clastos de grauvacas, de grauvacas con cementos dolomítico, de alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas (facies laminadas), correspondientes a las unidades AS.3.c y AS.4, así como clastos dolomíticos de la unidad AS.3.b, junto a clastos de cuarzo y otros fragmentos de rocas cuarcíticas (alguno de los cuales incluye venas de cuarzo que no penetran en la matriz), procedentes de otras áreas externas a la cuenca, y clastos de lutitas de origen intraformacional (cantos blandos), nos indica la existencia en la base de este episodio de una discontinuidad estratigráfica mayor que, por lo tanto, tiene rango de laguna - estratigráfica.

Así pues, su base erosiva y la presencia en AS.5 de clastos de las unidades infrayacentes, indican sin lugar a dudas que este episodio se inicia tras la existencia de nuevos impulsos tectónicos compresivos, mucho más importantes que los que separan el primer del segundo episodio anteriormente -- descritos, y que nos ponen al descubierto materiales infrayacentes ya consolidados que de esta forma -- son sometidos a erosión, llegando incluso a desaparecer la unidad AS.4 al SW. de Guadalupe.

Tras este período erosivo que aparentemente no incluye paleoalteración de las unidades infrayacentes, por lo que debió abarcar un lapso de tiempo no muy grande, aunque nos es imposible precisar su duración por carecer de indicadores bioestratigráficos, se inició la sedimentación correspondiente a este episodio, que en el área estudiada, como ya hemos dicho, se limita a la unidad AS.5, que no está completa en ningún punto debido a la erosión preordovícica. Sedimentológicamente presenta problemas de interpretación, la existencia de niveles originados por "debris flow" y de "sheet flow" (asociación VII.c) permiten atribuirlo tanto a niveles turbidíticos de pie de talud, como a abanicos aluviales; su asociación con niveles canalizados, cuyo origen pudo ser por transporte por aguas claras (asociación -- VII.b), y a ripples con láminas lutíticas en los foresets (asociación VII.a), pese a que no son concluyentes si las podemos atribuir preferentemente a medios de tipo aluvial, más que a surcos turbidíticos. Su situación en la base del episodio tras unos impulsos compresivos, que levanta y pone al descubierto incluso áreas de la zona de estudio que de esta forma son sometidas a erosión, podría apoyar tal hipótesis, puesto que si hemos de suponer un origen turbidítico para estos materiales es necesario que tras esta fase inicial se produzca una nueva, distensiva en este caso, que nos creara un surco en el que se depositarían materiales turbidíticos, dado que no poseemos indicios concluyentes de que suceda eso, -- aunque el área estudiada por nosotros es muy restringida y esas características para que se observen -- se necesitarían áreas más extensas, por el momento preferimos la interpretación anteriormente expuesta que explica los mismos hechos de una forma más sencilla con los datos que disponemos, sin embargo, hemos de reconocer que existen problemas regionales, que serán tratados más adelante, que en cualquier -- caso hacen necesarios estudios detallados de esta unidad en áreas próximas.

Las medidas de paleocorrientes realizadas en esta unidad, aunque escasas, indican direcciones de aporte desde el S. hacia el N., para ser más exactos desde el SE.-SW. hacia el NW.-NE., la dispersión de los datos impide mayores precisiones. Estas direcciones, unido a que AS.5 se sitúa sobre la zona donde los materiales infrayacentes presentan los espesores más reducidos (umbral de La Calera-Estrecho la Peña), nos hace suponer que han existido cambios en la estructuración de la cuenca, al menos a cierta escala, con la aparente desaparición del umbral anteriormente citado y, posiblemente, cambios -- de diversa consideración en la posición del área fuente, aunque de una forma general parece seguir si-

tuándose hacia el S. del área estudiada. La misma área fuente ha cambiado incluso de naturaleza, vuelven a aparecer clastos feldespáticos, ausentes en AS.4, lo que indica una mayor inmadurez en los materiales, posible, tanto abanicos aluviales, como en surcos turbidíticos. El área fuente estaría formada por materiales sedimentarios, tanto de episodios infrayacentes con clastos de AS.4, AS.3.c y AS.3.b, - no pudiendo demostrarse la existencia de clastos de las demás unidades AS.3.a, AS.2 y AS.1, aunque es lógico suponer que a medida que avanzara la erosión podrían ser también exhumadas y sometidas a erosión, dependiendo del grado de levantamiento de la zona, también aparecen materiales metamórficos de un posible Beturiense, y por lo tanto suponemos también que materiales sedimentarios del Alcudiense inferior formarían parte del área fuente, al situarse entre Beturiense y Alcudiense superior.

Rupturas sedimentarias como las que inician este ciclo, de este rango y con estas características no han sido citadas anteriormente en otras áreas, próximas o alejadas, dentro del Alcudiense superior. Lo más próximo a ella podría ser la discontinuidad existente en la base del nivel de Fuentes, aunque ésta presenta unas características que hacen que no podamos compararlas de forma inmediata.

La evolución vertical del ciclo nos es totalmente desconocida debido a que carecemos de materiales en los que se pueda observar, pues han sido erosionados previamente a la sedimentación de los materiales ordovícicos, sin embargo, podemos apuntar su tendencia por correlación con otras áreas, pese a que éstas son localmente muy problemáticas como veremos a continuación (apartado 7.4).

7.3 Otros episodios evolutivos

En cuanto a la evolución posterior a la sedimentación de los materiales estudiados hay que señalar que la no aparición, aparentemente, de materiales de edad Cámbrico inferior en esta zona, no podemos precisar si se debe a no deposición, porque esa zona había sufrido nuevos episodios tectónicos compresivos (fase Asintica), quizás relacionados con la génesis del nivel de Fuentes y del resto de las unidades del primer ciclo Fanerozoico, y por lo tanto, era un área sometida a erosión desde finales del Precámbrico, o bien, si por el contrario, el Cámbrico se depositó y fue erosionado previamente a la sedimentación del Ordovícico, pues como se puede observar claramente existe un basculamiento de toda la región previo a la deposición de la cuarcita armoricana, al aparecer por debajo de ella materiales más antiguos cuanto más al sur.

Posteriormente, los materiales del anticlinal de Ibor sufrieron nuevos episodios tectónicos (fase Sárdica). Esta fase que si generó pliegues, éstos deben ser homoaxiales o casi homoaxiales con los generados en la primera fase hercínica (ver capítulo 6.3), comprende aparentemente dos etapas similares que se inician con una fase compresiva, suave, para a continuación sufrir una fase distensiva, - en las cuales se generarían pequeños surcos que se debieron rellenar rápidamente por materiales terrígenos (unidad C-0 y Tremadoc, ver capítulo 4.2.4). El último ciclo de colmatación de estas cubetas dio paso al avance transgresivo de los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior (cuarcita armoricana), sobre dichas cubetas colmatadas y un "zócalo" precámbrico peneplanizado y arrasado.

7.4 Correlaciones

Las correlaciones de los materiales estudiados no presentan problemas hacia el S. o el E., - siendo problemáticas hacia el NE. (Valdelacasa), y muy problemáticas con áreas algo más alejadas hacia el NW. (N. de Cáceres y Salamanca), con otras áreas aún más lejanas, dados los conocimientos existentes, creemos que todo intento de correlación carece de base firme.

7.4.1 Correlaciones hacia el S. y el E.

En esta zona incluimos los anticlinales de Alcudia, Agudo-Valdemanco, Abenojar y Centroextremo, al SW., S. y SE.; y el anticlinal de Navalpino al E., cuadro II.

Como ya hemos indicado anteriormente las correlaciones las efectuaremos a partir de los episodios aquí descritos, con las unidades definidas para otras áreas, que presenten una tendencia similar. Así pues, el primer episodio tectosedimentario se puede correlacionar con:

Los materiales sedimentarios situados, discordantemente, sobre lo que denominamos Alcudiense inferior (esquistos de Alcudia), es decir, con las "grauvacas y conglomerados" y la "serie de Hinojosas", BOUYX (1.970), CRESPO y REY (1.971), etc.

Con los materiales sedimentarios descritos por ROIZ y VEGAS (1.980), en el anticlinal de Tirteafuera (Abenojar), que los dividen en un tramo flyschoides basal que correlacionamos con AS.1, un tramo pelítico que contiene pebbly mudstone, equiparable a AS.2 y un tramo superior con calizas y conglomerados que podría ser equivalente a AS.3.a y AS.3.b.

Con el "conjunto superior", descrito por PIEREN (1.985), en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco, en sus dos zonas descritas en las que se observa perfectamente la estructuración de la cuenca, similar a la aquí descrita, con sentido SW.-NE.

En el gran anticlinorio Centroextremeño, correlacionamos las unidades turbidíticas basales - AS.1 y AS.2, con las formaciones Aldeacentenera y Retamosa-Cabañas del Castillo, respectivamente, TEJERO (1.976), que presentan sus mismas características, aunque la formación Aldeacentenera, según observaciones personales, es posible que incluyera materiales que se pueden asimilar al Alcudiense inferior. En esta zona no aparecen las unidades de plataforma suprayacentes.

Por último, son correlacionables con las pizarras del Guadiana y las calizas de Villarta, -- del anticlinal de Navalpino, descritas por HERRANZ et al. (1.977), que posteriormente fueron subdivididas por SAN JOSE (1.980) en varios tramos cuya correlación detallada con nuestra área de estudio es la siguiente: AS.2 y posiblemente parte de AS.1 lo correlacionamos con el tramo a₁; AS.3.a con el tramo - a₂; y AS.3.b con el tramo a₃, en este caso la potencia de la unidad carbonatada en Navalpino, entre -- 150-400 m., implica la desaparición hacia el E. del umbral existente en la zona del Estrecho la Peña, e incluso en el río Guadiana (en la prolongación suroriental del anticlinal de Ibor).

Materiales que puedan ser correlacionables con el segundo episodio tectosedimentario, situados concordantemente sobre niveles carbonatados, no han sido descritos en ningún punto en estas direcciones (excepto en el anticlinal de Navalpino), ni inmediatamente al S., en el anticlinorio Centroextremeño, donde TEJERO (1.976) indica que la unidad aflorante más alta es la formación Retamosa-Cabañas -- del Castillo, que hemos correlacionado con AS.2. De la mitad suroriental de este anticlinorio carecemos de datos.

En el anticlinal de Tirteafuera (Abenojar), ROIZ y VEGAS (1.980), indican que los niveles -- carbonatados son los más altos aflorantes, por lo que no existen materiales suprayacentes correlacionables con nuestra zona. De la misma manera tampoco afloran, ni en el anticlinal de Alcudia, BOUYX ---- (1.970), ni en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco, donde PIEREN (1.985) indica que la unidad más alta que aparece son las "dolomías y calcoesquistos del collado de la Liebre", equiparable a AS.3.b, mate-- riales que se puedan correlacionar con este episodio.

En el anticlinal de Navalpino, por encima de las calizas de Villarta aparecen las pizarras - del Torilejo, que ya habían sido correlacionadas con los niveles suprayacentes a las calizas del anticlinal de Ibor, HERRANZ et al. (1.977), VILAS et al. (1.979), etc. De una forma más detallada SAN JOSE (1.980), subdivide las pizarras del Torilejo en tres tramos, de éstos, el tramo inferior, que denomina a₄, podría ser correlacionable, en cuanto a facies, con AS.4, pues ambos presentan niveles lenticulares canalizados; en esta zona, por la descripción de facies, AS.3.c debe estar incluido en a₄ y re-- presentar sus niveles basales que no contienen canales.

Finalmente, del tercer episodio tectosedimentario tampoco aparece en ningún punto dentro de este sector del Macizo, materiales que puedan ser equivalentes a AS.5, no existiendo indicaciones de -- su aparición ni en el anticlinorio Centroextremeño, TEJERO (1.976), ni en el de Agudo-Valdemanco, ---- PIEREN (1.985), ni en el anticlinal de Tirteafuera (Abenojar), ROIZ y VEGAS (1.980), ni en el anticlinal de Alcudia, BOUYX (1.970), CRESPO y REY (1.971).

Hacia el E., en el anticlinal de Navalpino, la unidad equivalente a ésta serían las pizarras del Torilejo, HERRANZ et al. (1.977), que como ya hemos indicado incluyen también materiales que se -- pueden correlacionar con unidades infrayacentes a AS.5. Posteriormente, las pizarras del Torilejo fueron subdivididas en varios tramos por SAN JOSE (1.980), de esta manera, la unidad AS.5 se puede correlacionar con el tramo a₅ de dicho autor, ambos presentan niveles conglomeráticos canalizados característicos, aunque en Navalpino existen mayor número de canales, con mayor potencia y el tamaño de los -- clastos es también muy superior; asimismo en ambas zonas aparecen niveles de "pebbly mudstone", originados por debris flow.

Todo lo anterior parece indicar que Navalpino representa una zona mucho más proximal al área fuente, dentro del sistema deposicional (tanto turbidítico, como de abanico aluvial), que el anticlinal de Ibor, lo cual también nos indica que la paleogeografía de la cuenca ha variado con respecto a las -- etapas anteriores, donde la evolución presentaba marcadas coincidencias entre ambas zonas. Continuando con la evolución de este episodio, en la misma zona de Navalpino, sobre la unidad anterior aparece otro tramo, a₆ según SAN JOSE (op. cit.), compuesto por una ritmita arenoso-arcillosa en la que se reconocen secuencias de Bouma completas, que se han interpretado como originadas por corrientes turbidíticas en un abanico submarino.

La existencia en la base del episodio de una discontinuidad en ambas zonas, así como la existencia, en Navalpino, de materiales turbidíticos sobre una unidad equivalente a AS.5, nos hace pensar en un origen turbidítico para la unidad AS.5 y no de abanicos aluviales. La cuestión, es una cuestión abierta a falta de nuevos datos, pues en esta misma región se conocen ejemplos de inicios de episodios que presentan la misma tendencia, con niveles basales diferentes. Así, por ejemplo, el ciclo basal del Alcudiense superior en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco, comienza por niveles de conglomerados canalizados y paraconglomerados que han sido interpretados por PIEREN (1.985), como originados por abanicos aluviales. Por otro lado, el inicio del primer ciclo Fanerozoico, en Valdelacasa y Navalpino, que incluye a techo materiales datados como Cámbrico inferior, discordante sobre Alcudiense superior, ---- HERRANZ et al. (1.977), SAN JOSE (1.980), etc., comienza con niveles conglomeráticos de carácter olistostrómico, nivel de Fuentes, que se suponen depositados al pie del talud submarino. En los tres casos citados los materiales conglomeráticos dan paso a unidades que presentan claras características turbidíticas: AS.1 y materiales equivalentes en los anticlinales de Ibor y de Agudo-Valdemanco; tramo a₆ incluido en las pizarras del Torilejo del anticlinal de Navalpino; y por último, las pizarras del Pusa -- en los anticlinales de Valdelacasa y Navalpino.

7.4.2 Correlaciones hacia el NE. (Valdelacasa)

Al correlacionar con esta zona no podemos olvidar tres cuestiones: por un lado, que la estructuración de la cuenca anteriormente expresada para todos los episodios, parece indicar que las respectivas cuencas son más profundas hacia el N., por lo que en esa dirección deben aparecer niveles más distales que en el área aquí estudiada; por otro lado, que todos los materiales descritos en Valdelacasa son turbidíticos; y finalmente, recordar que tanto en Valdelacasa como en Navalpino afloran una serie de niveles característicos fácilmente correlacionables entre sí, nivel de Fuentes y pizarras del Pusa, bajo las cuales, en Navalpino, afloran materiales que hemos correlacionado con nuestra zona, lo que indica que las correlaciones con Valdelacasa se deben de realizar con las capas infrayacentes al nivel -- de Fuentes, el cual se sitúa discordante sobre su sustrato, HERRANZ et al. (1.977), SAN JOSE (1.980).

Las unidades que se han descrito en Valdelacasa bajo el nivel de Fuentes, son dos unidades -- turbidíticas separadas por un episodio conglomerático: la unidad turbidítica inferior es equivalente a las "lower detrital beds", LINAN et al. (1.984), y al "conjunto litológico basal" de las "pizarras y -- grauvacas masivas", IGME (1.985a); los niveles conglomeráticos corresponden a los "conglomerados de Villar del Pedroso", VEGAS (1.971), y a las "conglomerate beds", LINAN et al. (1.984); finalmente, la -- unidad turbidítica superior es equivalente a las "upper detrital beds", LINAN et al. (1.984), y junto

a los niveles conglomeráticos forman el "conjunto litológico superior" de las "pizarras y grauvacas masivas", IGME (1.985a).

Existen dos posibles correlaciones de estas unidades con las descritas por nosotros en este trabajo:

La primera, sería correlacionar el primer episodio tectosedimentario con la unidad turbidítica inferior y con los conglomerados de Villar del Pedroso, que podría representar dos estadios en la colmatación de una cuenca submarina (al igual que nuestro episodio I representa un episodio de colmatación). En este caso, a techo de los conglomerados debería existir una discontinuidad equivalente a la descrita en nuestra zona a techo de AS.3.b, y los episodios II y III ser correlacionables con la unidad turbidítica superior, o incluso el tercer episodio estar erosionado total o parcialmente bajo el nivel de Fuentes.

Esta correlación implica un cambio lateral de facies desde las unidades de plataforma en Ibor (exclusivamente AS.3.a; puesto que el tiempo equivalente a AS.3.b no debe tener representación en la cuenca, al corresponder esta unidad a un período de ralentización en la sedimentación, con aportes muy bajos o casi nulos, por lo que no podría llegar a la cuenca materiales sedimentarios), a unidades turbidíticas (fundamentalmente los niveles conglomeráticos de Villar del Pedroso). Sin embargo, esta correlación plantea el problema de la procedencia de los aportes conglomeráticos, puesto que éstos al no tener correlación directa en Ibor, mas que con los niveles conglomeráticos basales de AS.3.a, los cuales se acuñan en nuestra área de estudio, fig. 82, no pueden proceder de ellos, por lo que esta correlación, o no es válida, o los conglomerados proceden de otra zona, pudiendo ser aportes transversos a la cuenca, aunque que carecemos de datos que apoyen tal suposición.

En la segunda hipótesis, que es la que creemos correcta y está expresada en el cuadro II, correlacionamos el episodio III con los conglomerados de Villar del Pedroso, lo que viene apoyado por las características litológicas semejantes entre ambos tipos de niveles conglomeráticos.

Esta correlación implica la existencia de una discontinuidad, que puede ser muy importante, en la base de los conglomerados de Villar del Pedroso (y no a techo, como en el caso anterior), y que todo el episodio del cual AS.5 es sólo su base sea correlacionable con los conglomerados de Villar del Pedroso y con la unidad turbidítica superior, aunque materiales equivalentes a esta última no aparezcan en el anticlinal de Ibor, haciéndolo en el de Navalpino, unidad a₆, SAN JOSE (1.980).

En cuanto a los episodios infrayacentes I y II, existen tres posibles correlaciones con la unidad turbidítica inferior, careciendo de datos para decantarnos concluyentemente por uno de los tres: por un lado, la unidad turbidítica inferior puede ser equivalente sólo al episodio I, lo cual implica que el equivalente al episodio II, en Valdelacasa, estaría erosionado por los conglomerados de Villar del Pedroso; por otro lado, la unidad turbidítica inferior puede ser equivalente sólo al episodio II, en cuyo caso el episodio I no afloraría en Valdelacasa; y finalmente, la unidad turbidítica inferior puede ser equivalente tanto al episodio I como al II. Al carecer de datos, en el cuadro II, hemos indicado esta última posibilidad, por el mero hecho de ser la más amplia.

Aunque creamos que esta última hipótesis es la correcta, hemos de señalar, sin embargo, que la definición final de cualquiera de las dos opciones anteriormente expresadas pasa por un mejor conocimiento de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Valdelacasa, para ello es necesario conocer como funcionan los aparatos turbidíticos; si hay uno o varios dentro de cada unidad, direcciones de paleocorrientes, etc.; cuales son las relaciones entre los diversos aparatos si hay varios; etc.-- Asimismo hay que profundizar en los conocimientos sobre los niveles conglomeráticos de Villar del Pedroso, estudiando tanto sus relaciones laterales como verticales con los episodios turbidíticos. Finalmente, es necesario conocer el inicio del ciclo Fanerozoico, estudiando el nivel de Fuentes, con vistas a definir detalladamente sus relaciones exactas con los materiales infrayacentes. Una parte de este

estudio se está realizando actualmente por M. A. San José, miembro también del equipo de Precámbrico-Paleozoico del Dpto. de Estratigrafía, U.C.M. en el anticlinal de Navalpino y en la mitad suroriental del anticlinal de Valdelacasa, como tesis doctoral.

En cuanto al apartado de correlaciones, hemos de señalar que, recientemente, LIÑAN et al. --- (1.984), han expresado la posible correlación de las dolomías del anticlinal de Ibor (unidad AS.3.b), - con el nivel de Fuentes, siguiendo las ideas presentadas anteriormente por MORENO (1.977a y b) y CAPOTE et al. (1.977), este esquema parte de la idea de que el nivel de Fuentes representa los depósitos de pie de talud de una plataforma carbonatada, que suponemos podría ser similar al modelo descrito por McILREATH y JAMES (1.979), para taludes carbonatados, aunque la unidad AS.3.b no es una plataforma carbonatada en sentido estricto. Esta correlación, sin embargo, presenta varias dificultades; en primer lugar, se ha - citado una discordancia, incluso con paleorelieve, en la base del nivel de Fuentes, SAN JOSE (1.980), - cuya existencia no parecen admitir dichos autores.

Por otro lado, por encima del nivel de Fuentes en Valdelacasa, aparecen ya faunas que indican que al menos en parte las pizarras del Pusa son ya de edad cámbrica, BRASIER et al. (1.979), LIÑAN et al. (1.984), mientras que en el anticlinal de Ibor por encima de las dolomías hasta la unidad AS.4, aprecen ejemplares de Vendotaenidos, que por criterios fitoplanctónicos deben incluirse los materiales -- que los contienen en el Precámbrico, LIÑAN et al. (op. cit.), finalmente, la flora que aparece por encima de AS.3.b, señalada por estos mismos autores, concretamente *Microhystridium*, no es determinativa de - una edad cámbrica, pues su distribución abarca desde el Precámbrico terminal al Cámbrico inferior y en cualquier caso coexiste con las Vendotenias. La icnofauna existente, también citada por LIÑAN et al. -- (1.984), aparte de que tampoco es indicativa, puesto que *Phycodes pedum* que podría indicar una edad cámbrica, ha sido citado en el Grupo Nama de África del suroeste, cuya edad en precámbrica, pensamos que - ha podido ser recolectada en una unidad detrítica suprayacente a las dolomías, pero claramente discordante con éstas, en la que también nosotros hemos encontrado bioturbación vertical, así como otras huellas aún no clasificadas.

Por último hay que señalar que los diversos episodios tectosedimentarios reconocidos en el anticlinal de Ibor, no tendrían equiparación en el anticlinal de Valdelacasa (si correlacionamos las dolomías con el nivel de Fuentes), sobre todo el tercero (unidad AS.5), puesto que la discontinuidad existente en su base, si admitimos la correlación de AS.3.b con el nivel de Fuentes debería estar incluida, o bien en las pizarras del Pusa, o en las areniscas del Azorejo, discontinuidad que no ha sido citada por ningún autor en esas unidades y creemos que es difícil que exista con estas características.

7.4.3 Correlaciones con otras áreas (N. de Cáceres, Salamanca)

La correlación con otras áreas, que no sean las anteriormente expresadas (ver Cuadro II), son muy problemáticas. Así, por ejemplo, hacia el NW. del área estudiada no existe ningún tipo de datos hasta el N. de la provincia de Cáceres y Salamanca. En esta región, entre otros trabajos locales, hemos intentado correlacionar con los materiales descritos por DIEZ BALDA (1.980, 1.982), y con los descritos - por RODRIGUEZ ALONSO (1.982).

Sin embargo, en el primer caso, las unidades descritas "Formación Monterrubio" y "Formación Aldeatejada", se sitúan concordantes bajo las areniscas de Tamames, datadas como Cámbrico inferior bajo, por lo que más que con el Alcudiense estas formaciones se deberían correlacionar con materiales del primer ciclo Fanerozoico, situados estratigráficamente sobre las unidades estudiadas en este trabajo.

Con los materiales descritos por RODRIGUEZ ALONSO (1.982), la correlación es problemática, -- pues aunque no existe ningún tipo de datación, esta misma autora indica que el "tramo inferior" de su - "unidad superior", compuesto por lutitas negras, conglomerados carbonatados, areniscas y paraconglomerados, es correlacionable con el nivel de Fuentes de los Montes de Toledo, teniendo en cuenta que el nivel de Fuentes se sitúa estratigráficamente por encima de los materiales estudiados, sólo podríamos correla

cionar con su "unidad inferior", la cual esta formada por dos tramos concordantes uno inferior arenisco y lutítico y otro superior, también arenisco y lutítico, con intercalaciones de conglomerados - que pueden presentar aspecto caótico, con estas características litológicas la "unidad inferior" podría ser correlacionable bien con AS.2, bien con AS.5, aunque esta correlación dado que no cita ningún tipo de discontinuidad con la "unidad superior" es problemática.

| ALCUDIA | | ABENOJAR | | CENTROEXTREMEÑO | | IBOR | | NAVALPINO | | VALDELACASA | | | | | | | |
|---------------------------------|---|------------------------------------|---|--------------------------|---|--------------|---|--|---|--|---|----------|---|--|---|---------------------|---|
| BOUYX (1.970) TAMAIN (1.975) | | ROIZ y VEGAS (1.980) | | TEJERO (1.976) | | Este trabajo | | SAN JOSE (1.980) HERRANZ et al. (1.977) | | HERRANZ et al. (1.977) LIÑAN ET AL. (1.984) | | | | | | | |
| C | U | A | R | C | I | T | A | A | R | O | M | R | I | C | A | N | A |
| niveles rojos | | Tramo inf. conglo. | | capas rojas | | Tremadoc | | Tremadoc | | Tremadoc | | Tremadoc | | Serie del Estena | | C. Los Navalucillos | |
| Serie de Hinojosa | | Serie conglomerático -carbonatada | | F. Retam.-Cabañas Cast. | | AS.5 | | AS.5 | | AS.5 | | AS.5 | | Conglomerate beds Cgl. Vill. del Pedroso | | Pizarras del Pusa | |
| Grauvacas y Conglomerados | | Tramo pelítico con pebbly mudstone | | Formación Aldeacentenera | | AS.4 | | AS.4 | | AS.4 | | AS.4 | | Torilejo | | Nivel de Fuentes | |
| | | | | | | AS.3.c | | AS.3.c | | AS.3.c | | AS.3.c | | Pizarras del Torilejo | | Upper detrital beds | |
| | | | | | | AS.3.b | | AS.3.b | | AS.3.b | | AS.3.b | | Calizas de Villarra | | Lower detrital beds | |
| | | | | | | AS.3.a | | AS.3.a | | AS.3.a | | AS.3.a | | Pizarras del Guadiana | | | |
| | | | | | | AS.2 | | AS.2 | | AS.2 | | AS.2 | | a1 | | | |
| | | | | | | AS.1 | | AS.1 | | AS.1 | | AS.1 | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Cuadro II: Correlaciones litoestratigráficas de las unidades reconocidas en este trabajo con unidades descritas por otros autores en áreas próximas.

B I B L I O G R A F I A :

ALTEMBAUER, F.J.; AVILES, O.; BIENERT, F.; HAGER, A.; HEINZ, H.; KAISER, K.; KELLER, C.; KRUGER, T.; KULLING, A.; SCHNEIDER, A.; SENNEWALD, S.; SIMON, M.; TOUET, A.; WALTER, R. (1982): "La Geología del sinclinal del Río Viejas y del sinclinal de Santa Lucía". Münster. Forsch. Geol. Paläont. 56: 69-87.

ANDERTON, R. (1976): "Tidal shelf-sedimentation: an example from the Scottish Dalradian". Sedimentology, 23: 429-458.

APARICIO YAGUE, A.; GIL CID, M.D. (1972): "Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de los Montes Isla de Toledo". Estudios Geológicos, 28 (2-3): 105-110.

ARCHE, A. (1983): "Análisis de facies". I. Curso de Sedimentología para Postgraduados. A. Arche (Ed.). 1: 1-25. Instituto de Geología Económica, C.S.I.C.

BALLESTRA, G.; BECKER-WALL, C.; GERMANN, A.; HOFGES, J.; HOFFMANN, M.; KUMPA, M.; MARKER, A.; NEIDHOFER, R.; RUTH, H.G.; SCHILLING, E.; WILCKE, J.; WALTER, R. (1982): "La geología del sinclinal de Guadarranque". Münster. Forsch. Geol. Paläont. 56: 45-68.

BANKS, N.L. (1973) : "Tide- dominated offshore sedimentation, Lower Cambrian, North Norway". Sedimentology, 20: 213-228.

BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH.; RIBEIRO, A. (1973): "Geotectonic model for the Iberian variscan orogen". Nature Phys. Sc., 241: 50-52.

BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH.; RIBEIRO, A. (1974): "Le Precambrien de la Meseta Ibérique". In: Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conference Liblice. P.I.G.C. (1972), 133-162.

BOUMA, A.H. (1962): "Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation". Elsevier, 168 págs.

BOUMA, A.H.; BERRYHILL, H.L.; KNEBEL, H.J.; BRENNER, R.L. (1982): "Continental Shelf and epicontinental seaways". In: Sandstone depositional environments. P.A. Scholle and A. Spearing (Eds.). Mem. A.A.P.G., 31: 281-327.

BOUYX, E. (1962): "La edad de los esquistos de Alcudia". Not. y Com. del I.G.M.E., 66: 197-200.

BOUYX, E. (1970): "Contribution a l'étude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". Mem. I.G.M.E., 73: 1-263.

BRASIER, M.D.; PEREJON, A.; SAN JOSE, M.A. de.: (1979): "Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain". Estudios Geológicos, 35: 379-383.

BRENNER, R.L.; DAVIS, D.K. (1973): "Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana". Bull. Geol. Soc. Amer., 84: 1685-1698.

BUCK, S.G. (1980): "Stromatolite and ooid deposits within the fluvial and lacustrine sediments of the Precambrian Ventersdorp supergroup of South Africa". Precambrian Research, 12 (1-4): 311-330.

BUTENWEG, P. (1968): "Geologische untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Provinz Jaen, Spanien)". Münsters. Forsch. z. Geol. u. Paläont., 6: 1-125.

CAMPBELL, C.V.; OAKS, Jr. R.Q. (1973): "Estuarine sandstone filling tidal scours. Lower Cretaceous Fall River Formation, Wyoming". Journal of Sedimentary Petrology, 43 (3): 765-778.

CAÑADA, F. (1962): "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 653, Valdeverdeja (Cáceres-Toledo)". I.G.M.E., 5-79.

CAPOTE, R. (1983a): "Los tiempos Precámbricos: Discusión e interpretaciones de conjunto". Libro Jubilar J.M. Ríos, Editado por I.G.M.E., 111-116.

CAPOTE, R. (1983b): "La estructura de la extensión SE. de la zona Centroibérica en el

Sistema Central". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 467-476.

CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971): "Observaciones sobre la tectónica de las series Precámbricas y Paleozoicas del este de la provincia de Cáceres". Bol. Geol. y Min., 82 (2): 147-151.

CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; VEGAS, R. (1977): "The Precambrian of the central part of the Iberian Massif". Estudios Geológicos, 33: 379-385.

CLARI, P.; GHIBAUDO, G. (1979): "Multiple slump scars in the Tortonian type area (Piedmont Basin, northwestern Italy)". Sedimentology, 26 (5): 719-730.

COLEMAN, J.M. (1976): "Deltas: Processes of deposition and models for exploration". Continuing Education Publ. Co., Champaign. 11. 102 págs.

COLEMAN, J.M.; PRIOR, D.B. (1982): "Deltaic environments of deposition". In: Sandstone depositional environments. P.A. Scholle and D. Spearing (eds.). Mem. A.A.P.G., 31: 139-178.

COLLISON, J.D. (1978): "Alluvial Sediments". In: Sedimentary Environments and Facies. H.G. Reading (Ed.), 15-59. Blackwell Scien. Publ. London.

COOK, H.E.; FIELD, M.E.; GARDNER, J.V. (1982): "Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes". In: Sandstone Depositional Environments. P.A. Scholle and D. Spearing (Eds.). Mem. A.A.P.G., 31: 329-364.

CORRETGE, L.G. (1983): "Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico". Libro Jubilar J.M. Ríos. I.G.M.E. (Ed.), 569-592.

CRESPO LARA, V. (1972): "La reserva del Valle de Alcudía y su contexto geológico-minero en Sierra Morena central". Boletín Geol. y Min., 83 (2): 174-180.

CRESPO LARA, V.; TAMAIN, G. (1971): "Mise en évidence des niveaux carbonatés interstratifiés dans l'"Alcudien" de la Sierra Morena centrale (Espagne)". C.R. somm. Acad. Sc., 272: 688-690.

CRESPO LARA, V.; REY, J. (1971): "Contribución al estudio del valle de Alcudía". Boletín Geol. y Min., 82 (6): 512-515.

CRESPO LARA, V.; LOPEZ VILCHEZ, L.; PAZ PEREZ, C.; REY DE LA ROSA, J. (1971): "Contribución al estudio de los sedimentos del Valle de Alcudía". I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. T. 1, sec. 1, pág. 139.

CRIMES, T.P.; LEGG, I.; MARCOS, A.; ARBOLEYA, M. (1977): "? Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain". In: Trace fossils 2. Crimes, T.P. and Harper, J.C. (Eds.). Geol. Journ. Spec. Issue, 9: 91-138.

CUVELIER, N.; KIRSCH, P.; WEMPE, H.; WEYER, H.J.; WALTER, R. (1982): "La geología del anticlinal de Ibor en la región de Navalvillar de Ibor". Münster. Forsch. Geol. Paläont., 56: 29-43.

DELGADO, J.F.N. (1907): "Contribuições para o estudo dos terrenos paleozoicos. I. Precambrico e Archaico. II. Cambrico". Com. serv. Geol. Port., 6: 22-56.

DIEZ BALDA, M.A. (1980): "La sucesión estratigráfica del complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca". Estudios Geológicos, 36: 131-138.

DIEZ BALDA, M.A. (1982): "El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. Inédita. 279 págs.

EGOZQUE, J.; MALLADA, L. (1876): "Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres". Mem. Com. Mapa Geol. de España. Madrid.

ELLIOT, T. (1978): "Deltas". In: Sedimentary environments and Facies. H.G. Reading (Ed.), 97-142. Blackwell Scient. Publ. London.

EVANS, G. (1975): " Intertidal flat deposits of the Wash, western Margin of the North

Sea". In: Tidal Deposits. Ginsburg, R.N. (Ed.). Springer-Verlag, Berlin. 13-20.

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850): "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica de los terrenos de España en la Península. Sección I. Rocas plutónicas y cristalinas". Mem. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Tomo I, 3era. serie, Tomo lo. la parte: 35-65.

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1851): "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica de los terrenos de España en la Península. Sección II. Rocas volcánicas". Mem. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Tomo I. 3era. serie, T. lo. parte 2a.: 75-107.

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1854): "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica de los terrenos de España en la Península. Sección III. Fósiles orgánicos". Mem. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Tomo I, 3era. serie, T. lo. parte 3a.: 161-184.

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1856): "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica de los terrenos de España en la Península. Sección IV. Terreno de sedimento antiguo, hasta el Carbonífero o de la ulla propiamente dicha; terrenos de transición, terrenos paleozoicos, etc., de algunos autores". Mem. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Tomo IV, 3a. serie, Tomo 2o. parte 1a.: 115-159.

FAIRCHILD, I.J. (1980) : "Sedimentation and origin of a Late Precambrian dolomite from Scotland". Journal of Sedimentary Petrology, 50: 423-446.

FONTBOTE, J.M.; JULIVERT, M. (1974): "The Precambrian in the Iberian Peninsula". In: Precambrian des zones mobiles de l'Europe. Conference Liblice, P.I.G.C. (1972) : 175-188.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1970): "La existencia de pliegues en el complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca". Acta Geol. Hispánica, 5 (4): 105-108.

GARCIA-HIDALGO, J.F. (1982): "El Precámbrico de Valdecañas-Miravete (provincia de Cáceres)". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 124 págs. Inédita.

GARCIA-HIDALGO, J.F. (1983): "Los materiales carbonatados del Alcudiense superior en los alrededores de Casas de Miravete (provincia de Cáceres)". Com. X Congreso Nac. de Sedimentología. A. Obrador (Ed.). 3.13-3.16. (poster).

GARCIA-HIDALGO, J.F. (1984): "Los materiales carbonatados del Alcudiense superior en los alrededores de Casas de Miravete. (provincia de Cáceres)". Public. de Geología, 20: 379-389.

GARCIA-HIDALGO, J.F. (1985): "Association of tractive and organic dolostones in Upper Precambrian, SE. Province of Cáceres (Spain)". IAS. 6th. European Regional Meeting. Abstracts and Poster Abstracts. 578-581.

GEBELEIN, C.D.; HOFFMAN, P. (1973): "Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestones". Journal of Sedimentary Petrology, 43 (3): 603-613.

GERMS, G.J.B. (1974): "The Nama Group in South Africa and its relationships to the Pan-African Geosyncline". Journal of Geology, 82: 301-317.

GIL CID, M.D.; PEREJON, A.; SAN JOSE, M.A. de (1976): "Estratigrafía y Paleontología de las Calizas Cámbricas de Los Navalucillos (Toledo)". Tecniterrae, 13: 7-19.

GIL IBARGUCHI, I.; JULIVERT, J. (1983): "Los complejos catazonales de Galicia y Portugal". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 81-84.

GIL SERRANO, G.; MONTESERIN LOPEZ, V.; NOZAL MARTIN, F.; PEREZ-LORENTE, F. (1984): "Fases de deformación y ejemplos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo". I Congr. Esp. de Geol., Vol. III: 27-46.

GOLDRING, R.; BRIDGES, P. (1973): "Sublittoral sheet sandstones". Journal Sed. Petrol., 43: 736-747.

GOLUBIC, S. (1976): "Organisms that build stromatolites". In: Stromatolites, M. R. Walter (Ed.). Developments in Sedimentology, 20 : 113-126 Elsevier. Amsterdam.

GRESSLY, A. (1838): "Observations géologiques sur le Jura Soleurois". Neue Denkschr. allg. schweiz, Ges. ges. Naturw., 2: 1-112.

- GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971): "Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del este de la provincia de Cáceres". *Estudios Geológicos*, 27 (2): 177-180.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935): "El Sistema Cambriano". Mem. I.G.M.E. Explicación del nuevo Mapa Geológico a escala 1:1.000.000, Tomo I: 291-525.
- HERRANZ, P. (1983): "El Precámbrico de la zona de Ossa-Morena". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 100-108.
- HERRANZ, P. (1984): "El Precámbrico y su cobertura paleozoica en las sierras centro orientales de la provincia de Badajoz". Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. Inédita. 1220 págs.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A.; VILAS, L. (1977): "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el valle del Matachel". *Estudios Geológicos*, 33: 327-342.
- HOFGES, J.; KIRCH, P.; KUMPA, M.; WALTER, R. (1982): "Faziesuntersuchungen im Jungpräkambrium und Altpaläozoikum der Montes de Guadalupe (Zentralspanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 56: 89-130.
- HOFFMAN, P.F. (1974): "Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada". *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 58: 856-867.
- HOFFMAN, P. (1976): "Environmental diversity of middle Precambrian stromatolites". In: *Stromatolites*. M.R. Walter (Ed.). *Developments in Sedimentology*, 20: 599-611. Elsevier. Amsterdam.
- HOFFMANN, H.J. (1974): "The stromatolite Archaeozoon acadiense from the Proterozoic Green Head Group of Saint John, New Brunswick". *Can. Jr. Earth Sci.*, 11 (8): 1098-1115.
- HORODYSKI, R.J. (1983): "Sedimentary geology and stromatolites of the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana". *Precambrian Research*, 20 (2-4): 391-426.
- HORODYSKI, R.J. (1985): "Stromatolites of the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana: a summary and a comment on the relationship between their morphology and paleoenvironment". In: *Paleoalgology: Cotemporary research and applications*. Tomey, D.F. and Nitecki, M.H. (Eds.). 34-39. Springer Verlag.
- HOWELL, D.G.; NORMARK, W.R. (1982): "Sedimentology of submarine fans". In: *Sandstone depositional environments*. P.A. Scholle and D. Spearing (Eds.). *Mem. A.A.P.G.*, 31: 365-404.
- HUFNAGEL, H. (1969): "Paläobotanische Untersuchungen im Kambrium von Spanien". *Diss. Univ. Würzburg*. 174 págs.
- I.G.M.E. (1985a): "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja núm. 653, Valdeverdeja". 2a. serie, 1a. edición. 64 págs.
- I.G.M.E. (1985b): "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja núm. 681, Castañar de Ibor". 2a. serie, 1a. edición. 45 págs.
- I.G.M.E. (1985c): "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja num. 707, Logrosan. 2a serie, 1a. edición. 31 págs.
- I.G.M.E. (1985d): "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja núm. 708, Minas de Santa Quiteria". 2a. serie, 1a. edición. 40 págs.
- JOHNSON, H.D. (1978): "Shallow siliciclastics seas". In: *Sedimentary environments and Facies*. Reading, H.G. (Ed.). 207-258. Blackwell. London.
- JULIVERT, M. (1983): "El Carbonífero: Evolución de la sedimentación y desarrollo de la orogénesis herciniana". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 311-337.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. (1972): "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000". C.N.G.-D.G.M. e S.G. (IGME-S.P.I. Ed.). 5-113, 15 figs. y 1 mapa.

JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; VERGES, J. (1983): "El Devónico en el Macizo Ibérico". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 265-311.

JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1983): "El Ordovícico en el Macizo Ibérico". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 192-246.

JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M.; MARTINEZ RIUS, A. (1983): "La estructura de la extensión SE. de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 477-490.

KLEIN, G.de V. (1977): "Clastic tidal facies". Champaign. Continuing Education Pub. Co. 149 págs.

KNIGHT, R.; DALRYMPLE, R.W. (1975): "Intertidal sediments from the south shore of Cobequid bay, Bay of Fundy". Tidal Deposits. Ginsburg, R.N. (Ed.). Springer Verlag, Berlin. 47-55.

LAIRD, M.G. (1968): "Rotational slumps and slump scars in Silurian rocks, western Ireland". Sedimentology, 10 (1): 111-120.

LE PLAY, F. (1834): "Observations sur l'Extremadure et le nord de l'Andalousie et essai d'une carte géologique de cette contrée". Ann. des Mines, 3a. serie. VI: 297- 380.

LIÑAN, E.; PALACIOS, P.; PEREJON, A. (1984): "Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain". Geol. Mag. 121 (3): 221-228.

LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1961): "Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias". Brev. Geol. Astúrica, 5 (3-4): 51-72.

LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1962): "Sur l'existence d'une tectonique archeene au centre de l'Espagne". C.R. somm. Soc. Géol. France. 8: 245-247.

LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1963a): "Sur la stratigraphie du Precambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (Prov. de Cáceres, Espagne)". C.R. somm. Soc. Géol. France. 5: 152-153.

LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1963b): "Sur la presence d'une discordance precambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". C.R. somm. Soc. Géol. France. 7: 200-251.

LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1965): "Sur les caracteres morphotectoniques de la discordance precambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". C.R. somm. Soc. Géol. France. 7: 220-221.

LLOPIS LLADO, N.; VILLALTA, J.F.; CABANAS, R.; PELAEZ, J.R.; VILAS, L. (1967): "Le Dévonien de l'Espagne". Intern. Sym. Devonian Syst. Calgary, Canada. 1: 171-187.

LORENZO, M. (1977): "Los materiales previos a la cuarcita armoricana en la Sierra de Pela y embalse de Orellana (Provincia de Badajoz)". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. Inédita. 99 págs.

LOTZE, F. (1945a): "Einige probleme der Iberischen Meseta". Geotek. Forsch. 6: 78-92. Trad. por J. M. Ríos. "Algunos problemas de la Meseta Ibérica". Public. Extranjeras sobre Geol. España, C.S.I.C. V: 43-48.

LOTZE, F. (1945b): "Zur gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta". Geotek. Forsch. 6: 78-92. Trad. por J.M. Ríos. "Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica". Publi. Extranjera sobre Geol. España. V: 149-166.

LOTZE, F. (1956a): "Das Präkambrium Spaniens ". N. Jb. Geol. Paläont. 8: 373-380. Traduc. de J.Gómez de Llarena. Not. y Com. I.G.M.E. 60: 227-240.

LOTZE, F. (1956b): "Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung". Geotek. Sympos. zu Ehren von. H. STILLE. 128-139.

LOTZE, F. (1961): "Das Kambrium Spaniens". Abh. Math. Naturw. 6-8: 1-411. Trad. J. Gómez de Llarena: "El Cámbrico de España". Mem. I.G.M.E., 75: 256 págs. (1970).

MACHENS, E. (1954): "Stratigraphie und tektonik der südöstlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana". Diss. 173 págs. Münster.

MALLADA, L. (1896): "Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano". Mem. Com. Mapa Geol. España. 20: 1-515.

MARTIN-CARO, I. (1980): "Los materiales preordovícicos en la zona de La Estrella (Montes de Toledo occidentales)". Tesis de Licenciatura. Fac. Cienc. Geológicas. Univ. Complutense. Madrid. 93 págs. Inédita.

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. (1984): "Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres". I Congr. Esp. de Geol. Vol. III: 75-90.

MARTIN IZARD, A.; ARRIBAS MORENO, A. (1984): "Relaciones entre la estratigrafía y las mineralizaciones uraníferas del complejo esquisto grauwáquico en el oeste de la provincia de Salamanca". I Congr. Esp. de Geol., Vol. III: 577-588.

McCAVE, . (1972): "Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas". In: Shelf Sediment Transport: Process and Pattern D.J.P. Swift. D.B. Duane and O.H. Pilkey (Eds.). 225-248. Douden, Hutchinson and Ross.

McILREATH, I.A.; JAMES, N.P. (1979): "Carbonate Slopes". In: Facies Models, Walker, R.G. (Ed.). Cap. 12: 133-143. Geoscience. Canada.

McPHERSON, (1883): "Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España". Bol. Com. Mapa Geol. España. 12: 3-40.

MELENDEZ, B. (1943): "Los terrenos cámbricos de la Península Hispánica". Trab. Inst. "J. de Acosta". Serv. Geol., I (1): 1-179. C.S.I.C.

MIALL, A.D. (1979): "Deltas". In: Facies Models, R.G. Walker (Ed.). 43-56. Geoscience. Canada.

MIDDLETON, G.V.; HAMPTON, M.A. (1976): "Subaqueous sediment transport and deposition by sediments gravity flows". In: Marine Sediment transport and Environmental Management. D.J. Stanley; D.J.P. Swift (Eds.). 197-218. John Wiley. New York.

MONTY, C.L.V. (1976): "The origin and development of cryptalgal fabrics". In: Stromatolites. M.R. Walter (Ed.). Developments in Sedimentology. 20: 193-249. Elsevier. Amsterdam.

MORENO, F. (1974): "Las formaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa". Boletín Geol. y Min. 85 (4): 396-400.

MORENO, F. (1975): "Olitostromas, fanglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)". Estudios Geológicos, 31 (3-4): 249-260.

MORENO, F. (1977a): "Estudio Geológico de los Montes de Toledo occidentales". Tesis Doctoral (inédita). Fac. Cienc. Geol. Univ. Complutense. Madrid. 208 págs.

MORENO, F. (1977b): "Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudía. Ausencia del Cámbrico". Stvdia Geológica, XII: 123-136.

MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976): "La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sardica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo). España". Breviora Geol. Astúrica, 20: 8-16.

MORENO-EIRIS, E. (1979): "Estudio bioestratigráfico y paleontológico de las calizas cámbricas con Arqueociatos de Los Navalucillos y Peña Hueca (Montes de Toledo occidentales)". Tesis de Licenciatura. Fac. Cienc. Geol. Univ. Complutense. Madrid. 112 págs. Inédita.

MUTTI, E. (1977): "Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain)". Sedimentology, 24: 107-132.

MUTTI, E. (1979): "Turbidites et cones sous-marins profonds". In: Sedimentation

detritique. P. Homewood (Ed.). 1: 353-419.

NELSON, C.H.; KULM, L.D. (1973): "Submarine fans and channels". In: *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. SEPM. Short Course, 39-78.

NORMARK, W.R. (1978): "Fan valleys channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments". A.A.P.G., Bull. 62: 912-931.

OENING SOEN (1970): "Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Portugal". Bol. Geol. y Min., 81 (2-3): 271-298.

OVTRACHT, A.; TAMAIN, G. (1970a): "Essai tectonique en Sierra Morena (España)". 95 Congr. Nat. Soc. Sav. Reims, Sect. Sci. 1: 305-327.

OVTRACHT, A.; TAMAIN, G. (1970b): "Tectonique en Sierra Morena (España)". C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. D. 270: 2634-2636.

PALACIOS, T. (1983): "Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el Olitrostoma del Membrillar (Paleozoico superior del centro de España)". Rev. Española de Micropaleontología, 15 (3): 511-518.

PARGA, J.R. (1970): "Evolución del macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas". 3a. Reunión Geol. del NW. Peninsular. Bol. Geol. y Min. 81 (2-3): 115-143.

PARGA, J.R.; VEGAS, R. (1972): "Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Peninsula)". Geol. Rundschau, 61: 44-69.

PARGA, J.R.; VEGAS, R. (1975): "El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica". Vol. extraordinario 1er. Centenario de la R. Soc. Esp. Hist. Nat' (1871-1971). Sección Geología, 332-342.

PEREZ-ESTAUN, A. (1973): "Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (NW. de España)". Brev. Geol. Astúrica, 17 (1): 5-16.

PFEIL, R.W.; READ, J.F. (1980): "Cambrian carbonate Platform margin facies. Shady dolomite. Southwestern Virginia, U.S.A.". Journal Sed. Petrology, 50 (1): 91-116.

PIEREN PICAL, A. (1985): "Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los materiales paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense. Madrid. 221 págs. Inédita.

PONCET, J. (1981): "Contrasted Occurrence of Eo Devonian Stromatolites, Northeastern Armorican Massif France". Phanerozoic Stromatolites. C. Monty (Ed.). Springer-Verlag. Berlin. 25-35.

RAAF, J.F.M. de.; BOERSMA, J.R.; GELDER, A. van. (1977): "Ware-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork. Ireland". Sedimentology, 24: 451-483.

RANSWEILLER, M. (1968): "Stratigraphie und Tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Mittlespanien)". Diss. Univ. Münster, 100 págs.

READ, J.F. (1982): "Carbonate Platforms of passive (extensional) continental margins: types characteristics and evolution". Tectonophysics, 81: 195-212.

READING, H.G. (1978): "Facies". In: *Sedimentary Environments and Facies*. H.G. Reading (Ed.). 4-14. Blackwell Scien. Publ. London.

REDLIN, K. (1955): "Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". Diss. 192 págs.

REINECK, H.E. (1975): "German north sea tidal flats". In: *Tidal deposits*, Ginsburg, R.N. (Ed.). Springer-Verlag. Berlin, 5-12.

REINECK, H.E.; SINGH, I.B. (1975): "Depositional sedimentary environments".

Springer-Verlag. Berlin. 439 págs.

RIBEIRO, A. (1974): "Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Occidental". Mem. Serv. Geol. Portugal, 24 (nueva serie): 1-168.

RICCI LUCCHI, . (1980): "Sedimentologia. Parte II: Processi e meccanismi di sedimentazione". Coop. Lib. Universitaria. Ed. Bologna. 222 págs.

RICHTER, P. (1967): "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". Münster. Forsch. z. Geol. u. Paläont., 3: 1-144.

RODRIGUEZ ALONSO, M.D. (1979): "El complejo esquisto-grauváquico y los materiales ordovícicos al SE. de Ciudad Rodrigo (Salamanca. España)". Stvdia Geológica, 14: 7-34.

RODRIGUEZ ALONSO, M.D. (1982): "Contribución al conocimiento del complejo esquisto-grauwackico en el sector occidental del Sistema Central Español. (Las Hurdes y Sierra de Gata)". Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca. 296 págs.

ROIZ, J.M.; VEGAS, R. (1980): "Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del anticlinal de Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real)". Stvdia Geológica, 16: 27-36.

RUPKE, N.A. (1978): "Deep Clastic Seas". In: Sedimentary Environments and Facies . H.G. Reading (Ed.)., 372-415. Blackwell Scien. Publ. Londres.

RUST, B.R. (1979): "Coarse Alluvial deposits". In: Facies Models" R.G. Walker (Ed.)., 9-21. Geoscience. Canada.

SAAVEDRA, J.; PELAEZ, J.R.; VILAS, L.; GARCIA-SANCHEZ, A.; SAN JOSE, M.A. de; HERRANZ, P. (1984): "Geochemical characterization of Upper Proterozoic-Lower Cambrian levels in a sector of the Central portion of Spain". XVII Int. Geol. Congr., Sect. 05, Abstract. Nauka. Ed., Vol. II. pág. 379.

SAN JOSE, M.A. de . (1980): "Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincia de Badajoz y Ciudad Real)". Mem. final beca Fundación "Juan March". (Inédito). 164 págs. Madrid.

SAN JOSE, M.A. de (1983): "El complejo sedimentario pelítico-grauváquico". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 91-99.

SAN JOSE, M.A. de.; PELAEZ, J.R.; VILAS, L.; HERRANZ, P. (1974): "Las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de los Montes de Toledo". Boletín Geol. y Min., 85 (1): 21-31.

SCHMIDT THOME, P. (1945): "Paläozoisches grundgebirge und junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Provinz. Salamanca und Cáceres)". Geotek. Forsch. 6: 37-77. Trad. J.M. Ríos. "Basamento Paleozoico y cobertura en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres)". Publ. Extranjeras sobre Geol. España, V: 93-146.

SIEDLECKA, A. (1982): "Supralittoral ponded algal stromatolites of the late Precambrian Annijjokka Member of the Batfjord Formation, Varanger peninsula, North Norway". Precambrian Research, 18 (4): 319-345.

SOS BAYNAT, V. (1955): "Geología y morfología de las Sierras de las Villuercas (Cáceres). 1a. parte. Geología". Estudios Geográficos, 61: 689-747.

SOS BAYNAT, V. (1956): "Geología y morfología de las Sierras de Las Villuercas (Cáceres). 2a. parte. Morfología". Estudios Geográficos, 64: 327-372.

SOS BAYNAT, V. (1958): "La Tectónica del puerto de Las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales". Not. y Com. del I.G.M.E., 50 (1): 197-237.

STAUB, R. (1926): "Gedanken zur Tektonik Spaniens". Vierteljahrchr. der Naturf. Ges. Zürich, 71: 196-261. (Trad. A. Carbonell, R. Acad. Cienc. B. Art. Nobl. Art. Cordoba, 1-83).

STILLE. H. (1927): "Ueber westmediterrane Gebirgezusammenhänge". Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl. N.F. 12 (3).

TAMAIN, G. (1970): "Guide sommaire de l'excursion de la Commission Internationale de la

Carte Tectonique de l'Europe (Península Ibérique, Espagne) et Complement". Impaca-Bibas. Edit. 2 fasc.

TAMAIN, G. (1975): "El Alcudiense y la Orogenesis Cadomiense en el sur de la Meseta Ibérica (España)". Vol. Extraordinario 1er. Centenario de la R. Soc. Española de Hist. Nat. (1871-1971). Sección Geología. 437-464.

TAMAIN, G.; OVTRACHT, A. (1971): "Essai de corrélation entre la Meseta Ibérique et le Massif Armoricaín au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur". C.R. Acad. Sci. Paris. 272: 2289-2292.

TAMAIN, G.; OVTRACHT, A. (1973): "Les cycles cadomien et hercynien dans la Meseta Ibérique méridionale et le Massif armoricaín". 96 Congr. Nat. Soc. Sav., Toulouse, Sér. Sci. T. II: 269-313.

TEIXEIRA, C. (1979): "Le Précambrien portugais". C.R. somm. Soc. Géol. France. 1979 (5-6): 228-230.

TEJERO, R. (1976): "Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres)". Tesis de Licenciatura. (Inédita). Fac. Cienc. Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.

TUCKER, M.E. (1977): "Stromatolite biostromes and associated facies in the Late Precambrian Porsanger Dolomite Formation of Finn-Mark, Artic Norway". Palaeogeograf., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 21: 55-83.

VEGAS, R. (1968): "Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura". Estudios Geológicos, 24 (1-2): 85-89.

VEGAS, R. (1971): "Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierra del Norte de la provincia de Cáceres (Extramadura española)". Bol. Geológico y Minero, 82 (3-4): 351-358.

VEGAS, R. (1974): "Repartición de las series anteordovícicas del sureste de España". Bol. Geológico y Minero, 85 (2): 157-170.

VEGAS, R. (1978): "Sedimentation and tectonicism in the Iberian massif prior to the Hercynian deformation (Late Precambrian to Silurian times)". En: Geología de la parte norte del Macizo Iberico. Ed. homenaje a I. Parga Pondal. Cuad. del Seminario de Est. Cerámicos de Sargadelos, 27: 269-286.

VEGAS, R.; ROIZ, J.M.; MORENO, F. (1977): "Significado del complejo esquistograuwaquico en relación con otras series "pre-Arenig" de España Central". Stvdia Geológica, XII:207-215.

VILAS, L.; PELAEZ, J.R.; ARCHE, A. (1979): "El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor (I): Zona de La Calera. Cáceres". Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 77 (1-2): 141-152.

VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A. de.; PELAEZ, J.R. (1981): "El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el sector centro meridional del Macizo Ibérico". R. Acad. Cienc. Exactas, Fis. y Nat. Programa Internacional de Correlación Geológica. 1. Conferencia. Mayo 1979, 76-93.

WALKER, R.G. (1979): "Turbidites and Associated Coarse Clastic deposits". In: Facies Models. R.G. Walker (Ed.). 91-103.

WALKER, R.G.; MUTTI, E. (1973): "Turbidite facies and facies association". S.E.P.M. Short Course. Pacific Section (1973). Turbidites and Deep Water Sedimentation. 119-150.

WEIMER, R.J.; HOWARD, J.D.; LINDSAY, D.R. (1982): "Tidal flats and associated tidal channels". In: Sandstone Depositional Environments. P. A. Scholle and D. Spearing (Eds.). 191-245.

ZAMARREÑO, I. (1977): "Early Cambrian Algal carbonates in Southern Spain". Fossil Algae. E. Flugel (Ed.). Springer-Verlag. Berlin, 360-365.

LAMINAS

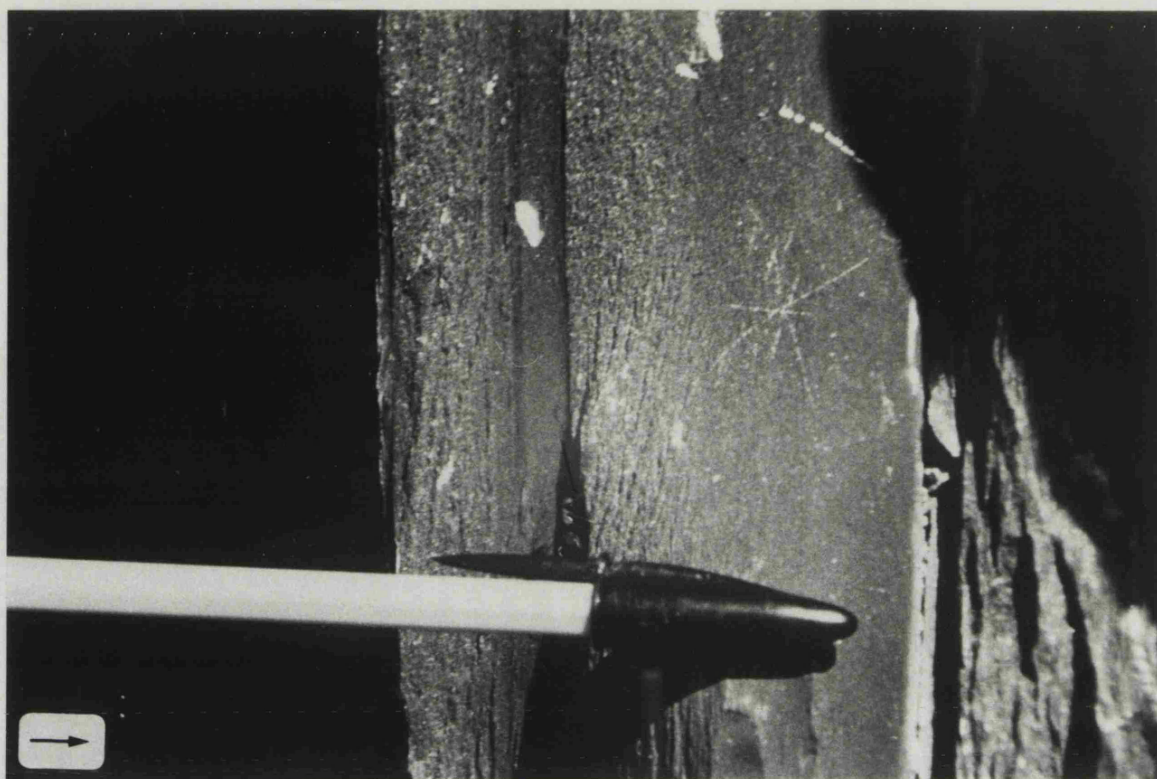


Foto 1: Asociación I.b, niveles turbidíticos con granoclasificación positiva. Carretera de Retamosa a Roturas.



Foto 2: Asociación II.a, niveles conglomeráticos desorganizados, con numerosos cantos de lutitas negras (cantos blandos), de gran tamaño, dispersos en la masa. Columna carretera de Castañar a Robledollano I.



Foto 3: Asociación II.a, niveles conglomeráticos organizados con grano-clasificación negativa, techo hacia la izquierda de la foto. W. de Navezuelas, columna Navezuelas I.



Foto 4: Asociación II.a, detalle de los conglomerados cuarcíticos de la foto anterior. W. de Navezuelas, columna Navezuelas I.



Foto 5: Asociación II.b, alternancia de niveles grauváquicos abudinosos y niveles lutíticos. Carretera a Romangordo.



Foto 6: Asociación II.b, alternancia de lutitas y grauvacas con estructuras de fluidificación. Columna pista de Higuera a Campillo.



Foto 7: Asociación II.b, niveles eslampizados formados por alternancias de lutitas y grauvacas, alguna de éstas con abundantes clastos dolomíticos cuya alteración da a la capa un aspecto noduloso. Columna carretera de Castañar a Robledollano.

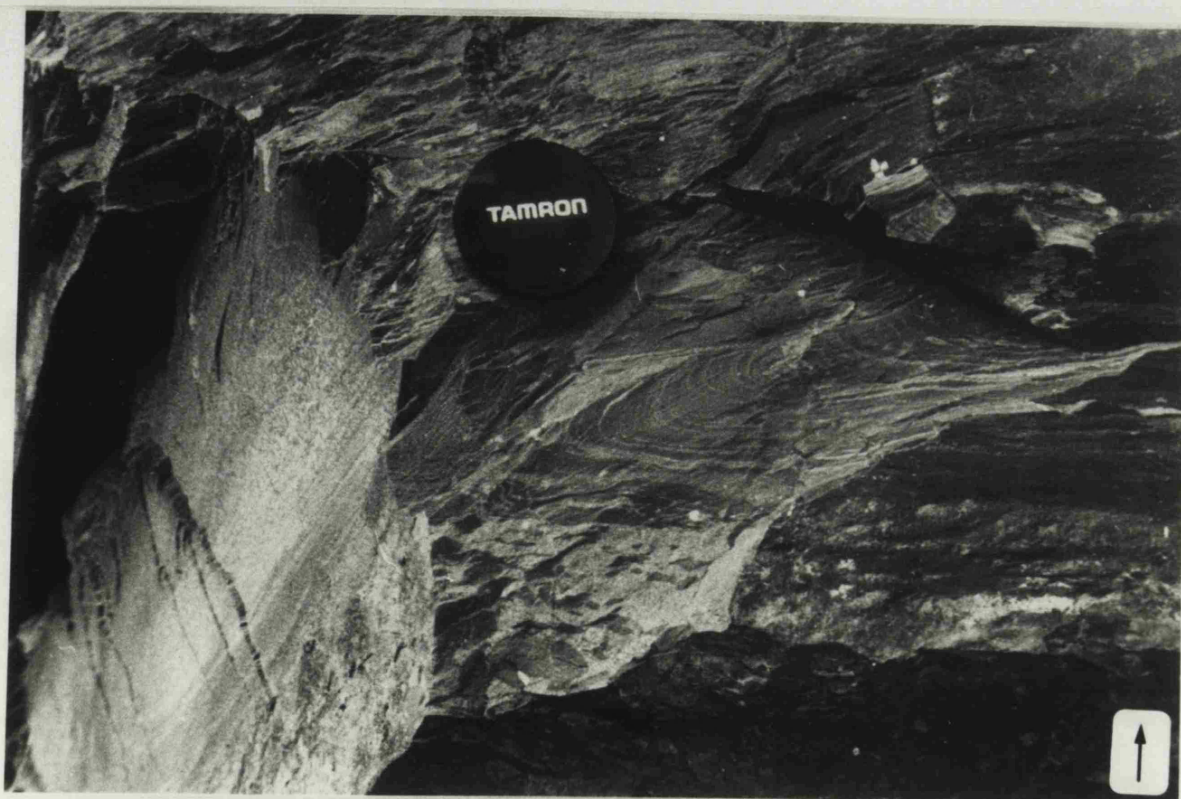


Foto 8: Asociación II.b, niveles eslampizados compuestos por grauvacas con cantos lutíticos y alternancias grauvaca-lutita. Carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, flanco SW. del anticlinal de Ibor.



Foto 9: Asociación II.b, niveles paraconglomeráticos, compuestos por lu
titas con cantos de cuarcitas. Río Ibor en Navalvillar de Ibor, co
lumna Navalvillar de Ibor III.



Foto 10: Asociación II.b, niveles paraconglomeráticos (pebbly mudstone),
compuestos por lutitas con cantos de grauwacas. Carretera Nacional
V, en la subida al puerto de Miravete.

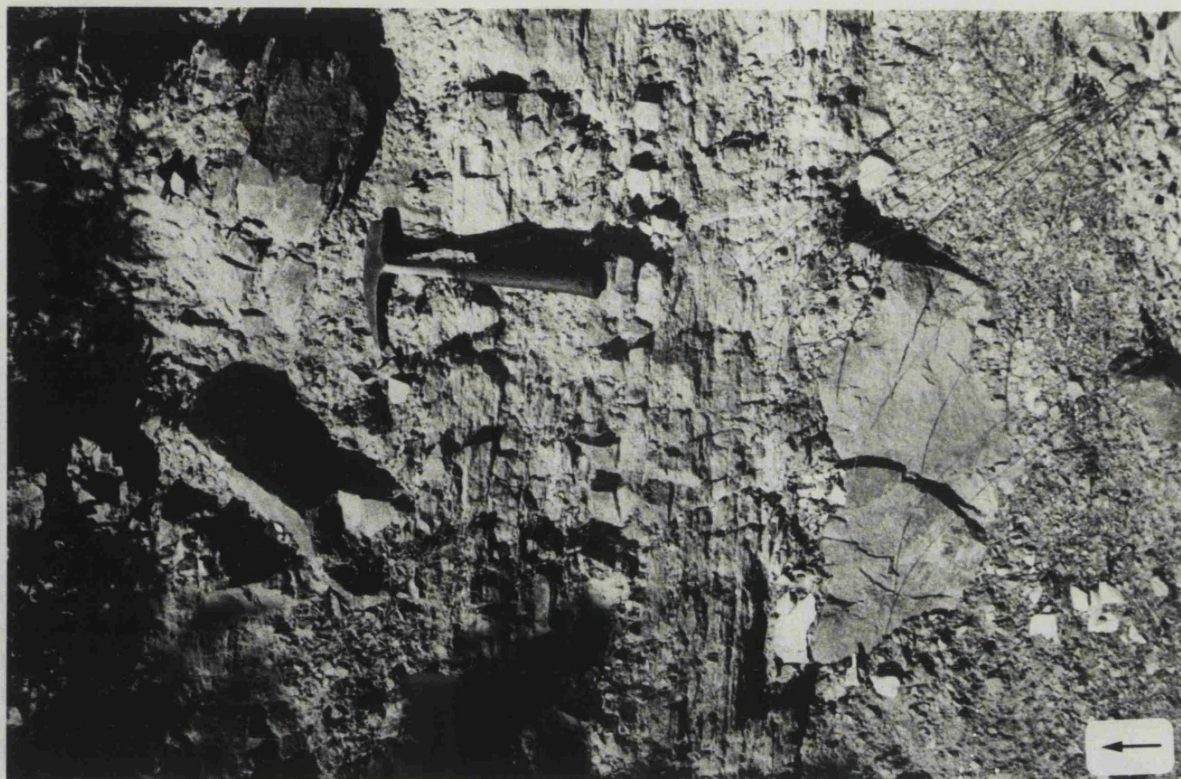


Foto 11: Asociación III.a, alternancias centimétricas de lutitas y grau vacas masivas, W. de Navezuelas, columna Navezuelas II.



Foto 12: Nivel canalizado, que da resalte (asociación III.b), incluido entre lutitas (asociación II.a). Arroyo Arrogato, columna del Puen te de Almaraz.

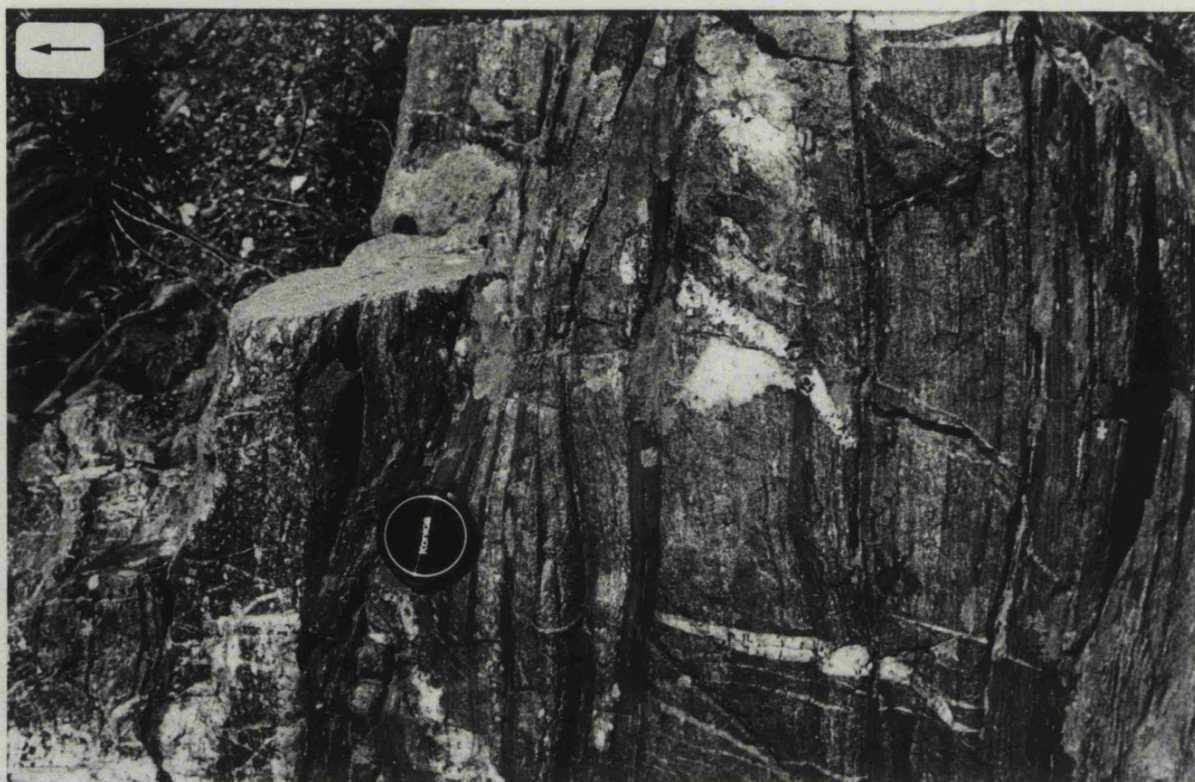


Foto 13: Asociación III.b, aspecto de los cuerpos microconglomeráticos y areniscosos, en los niveles canalizados, que forman la asociación. Arroyo Arrogato, columna del Puente de Almaraz.



Foto 14: Asociación III.b, detalle de los niveles de grauvacas microconglomeráticas con laminación paralela en un cuerpo canalizado. Carretera de Navezuelas a Berzocana.



Foto 15: Asociación III.b, grauvacas de grano muy grueso a microconglomeráticas con laminaciones cruzadas y paralelas en la base de un canal. Columna carretera de Castañar a Navalvillar de Ibor.

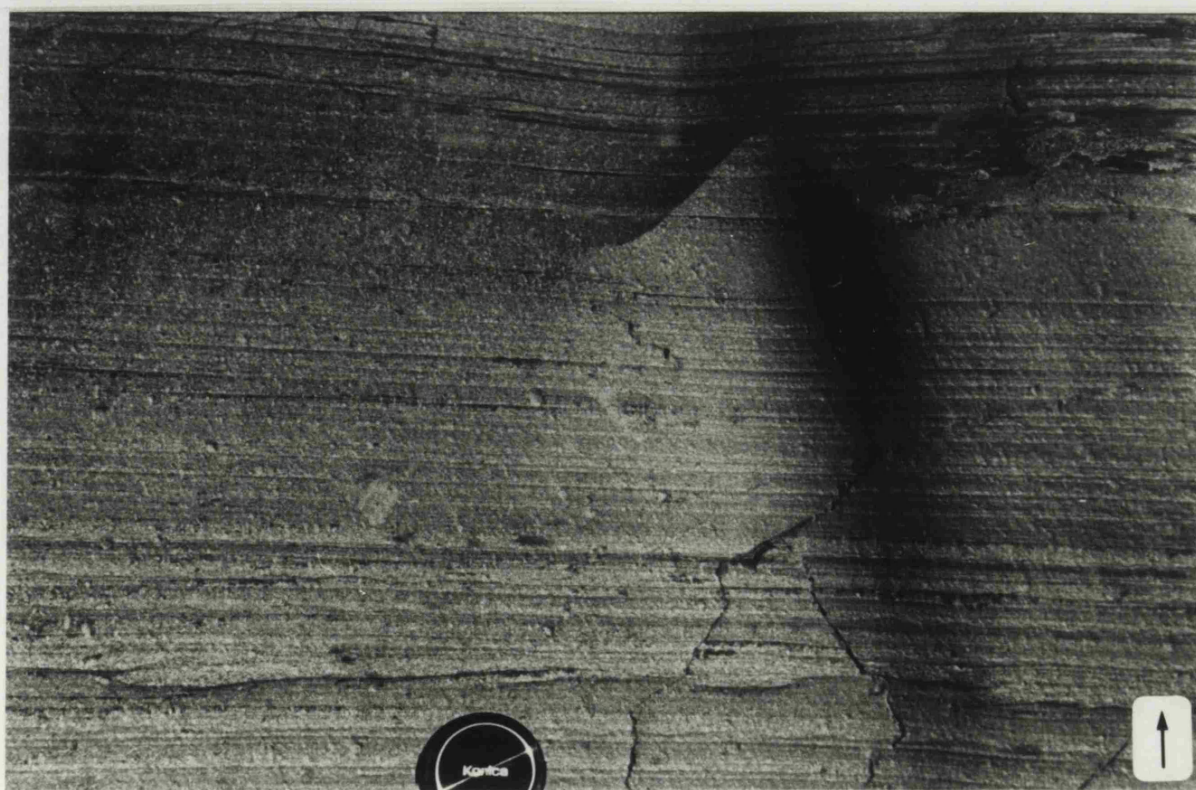


Foto 16: Asociación III.c, Alternancias de grauvacas y lutitas. Arroyo Arrogado, columna del Puente de Almaraz.

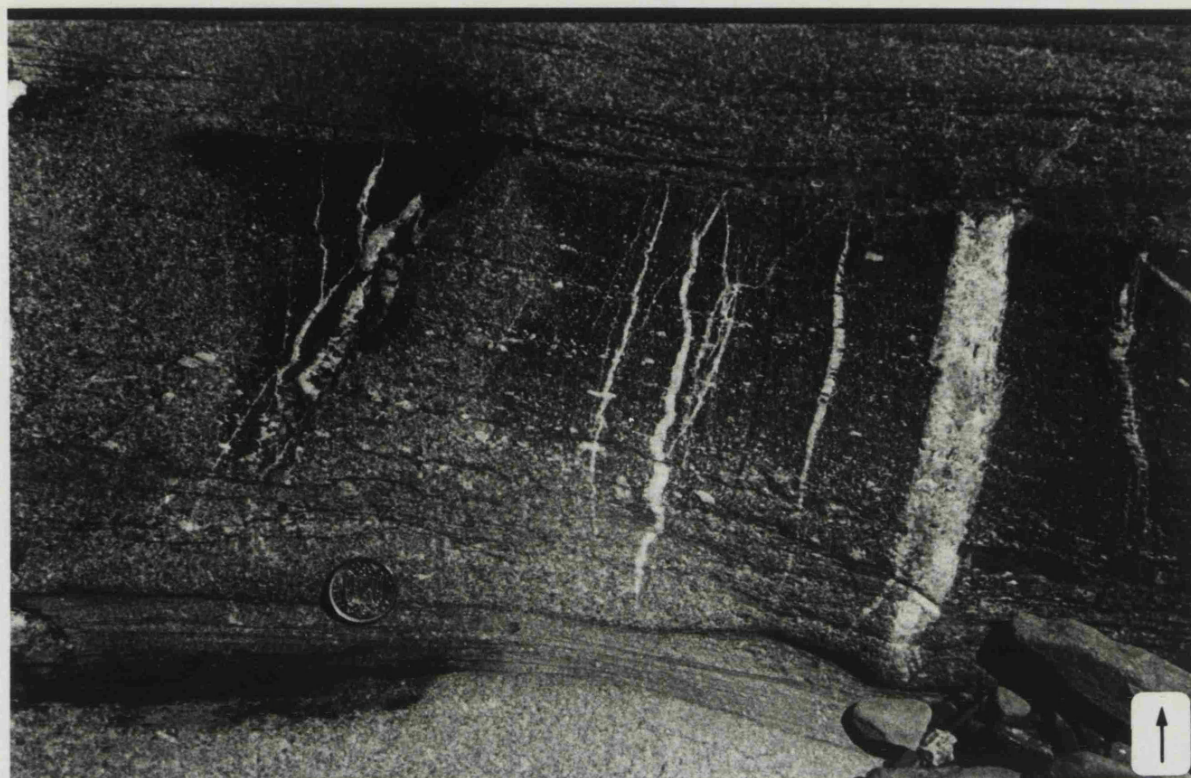


Foto 17: Asociación III.c, nivel conglomerático con laminación paralela a cruzada de bajo ángulo, en su base, a la derecha, se aprecia al gún canto blando. Arroyo Arrogato, columna del Puente de Almaraz.



Foto 18: Asociación III.c, niveles grauvâquicos con estructuras de fluidificación, que presentan un corte suave sobre las lutitas infrayacentes. Arroyo Arrogato, columna del Puente de Almaraz.



Foto 19: Asociación IV.a y IV.c, niveles canalizados, formados por dolomias grauváquicas y grauvacas dolomíticas (asociación IV.a), incluido en una masa lutítica (asociación IV.c). El nivel canalizado es el canal nº 2 de la fig. 85, presenta direcciones de paleocorrientes bimodales opuestas, fig 86 b. Arroyo de la Garganta.



Foto 20: Asociación IV.a, corte del canal anterior por uno de sus laterales, se puede observar, entre otras estructuras, estratificación cruzada planar y de surco. Su fotointerpretación se ha realizado - en la fig. 87. Arroyo de la Garganta.

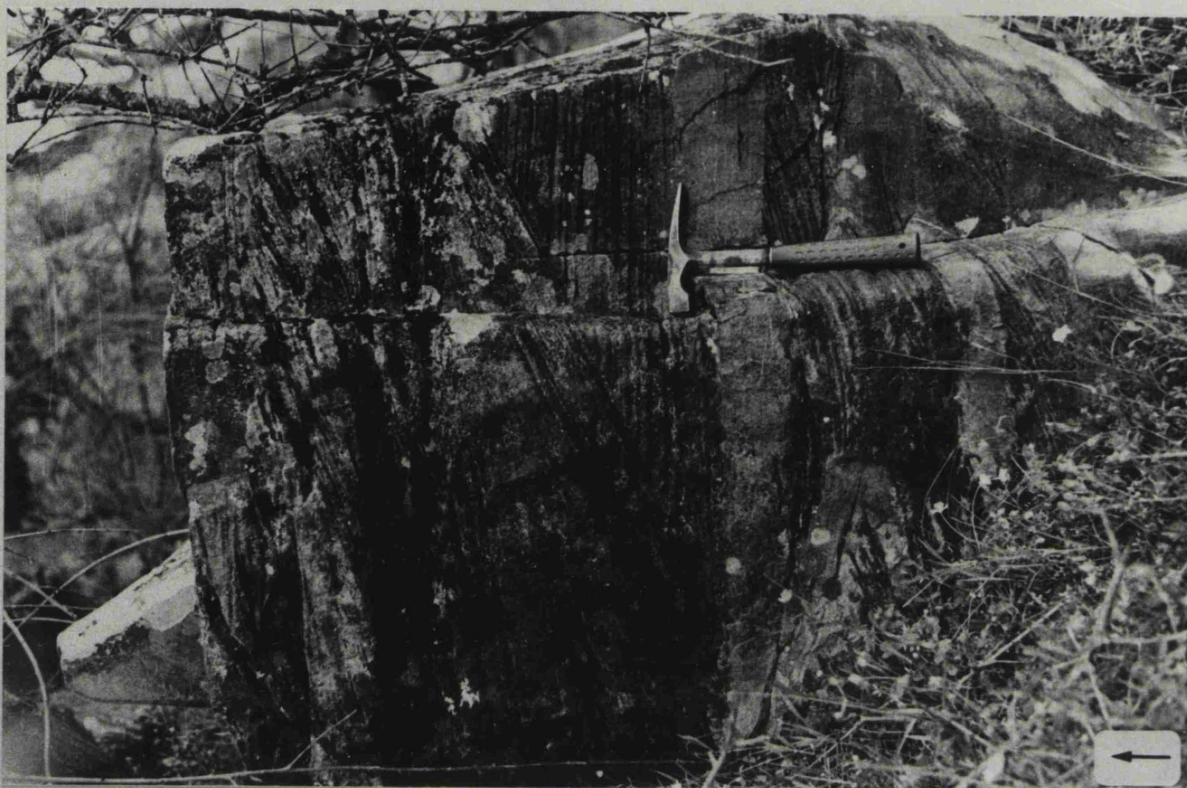


Foto 21: Asociación IV.a, estratificación cruzada planar, en el mismo - canal de las fotos anteriores. Arroyo de la Garganta.



Foto 22: Asociación IV.a, estratificaciones cruzadas de surco, base del canal de la foto 19.



Foto 23: Asociación IV.a, ripples simetricos en el mismo canal de la foto 19. Arroyo de la Garganta.



Foto 24: Asociación IV.a, laminación cruzada planar, las cuales pueden presentar direcciones opuestas y tener aspecto de "herring-bone", en la parte alta se observan algunos ripples con pequeñas superficies de reactivación, canal de la foto 19. Arroyo de la Garganta.



Foto 25: Asociación IV.b y IV.c, nivel canalizado terrígeno (asociación IV.b), rodeado por lutitas (asociación IV.c). En ése nivel, aunque más a la derecha de la foto, se han realizado las columnas arroyo de la Garganta I y II.



Foto 26: Asociación IV.b, nivel canalizado de pequeño tamaño, con base erosiva. Cerro de las Cabezas, al W. de Romangordo.



Foto 27: Asociación IV.b, niveles grauváquicos formando grandes surcos.
Columna Carretera Nacional V.



Foto 28: Asociación IV.d.1, niveles monticulares bioconstruidos erosionados a techo, sobre el que aparece un tramo brechoide. Su fotointerpretación se ha realizado en la fig. 90. Arroyo de la Garganta.



Foto 29: Asociación IV.d.1, detalle de la laminación paralela, ligeramente irregular, de origen orgánico, zona basal del nivel monticular de la foto anterior. Arroyo de la Garganta.



Foto 30: Asociación IV.d.1, detalle de los tramos brechoides, compuestos por fragmentos de láminas de algas, proximidades del montículo de la foto 28. Arroyo de la Garganta.



Foto 31: Vista de la unidad carbonatada (AS.3.b), en Valdecañas. Las primeras capas que dan resalte están invertidas, columna Valdecañas I. Los tramos que dan resalte al fondo son los mismos de la fig. 91, observese su morfología monticular, justo en la cima de la loma el nivel ha desaparecido, capas en posición normal, columna Valdecañas II.



Foto 32: Asociación IV.d.2, niveles eslampizados a techo del nivel monticular de la fig. 91 y de la foto anterior, columna Valdecañas II.



Foto 33: Asociación IV.d.2, alternancia de niveles dolomíticos bioconstruidos, masivos; y tractivos, con laminaciones paralelas y cruzadas. La fig. 93 es un detalle de las estructuras en un punto próximo a éste. Columna La Calera I.



Foto 34: Asociación IV.d.2, acumulaciones de fragmentos de láminas de algas, de pequeño tamaño. Columna La Calera I.



Foto 35: Asociación IV.e, alternancias de dolomías bioconstruidas (niveles grises claros, masivos) y dolomías tractivas (niveles grises - oscuros, con laminación paralela y base erosiva), a techo de los - anteriores. Columna de Arrocampo.



Foto 36: Asociación IV.e, detalle de un nivel dolomítico, muy posiblemente bioconstruido, obsérvese las morfologías irregulares que -- presenta a techo. Columna de Arrocampo.



Foto 37: Asociación IV.e, tramo dolomítico eslumpizado de cierto tamaño, la dirección aparente de movimiento es de izquierda a derecha de la foto (de SE. hacia NW.). Columna de Arrocampo



Foto 38: Asociación IV.e, detalle de los tramos eslumpizados, en su base se observa un nivel conglomerático con cantos dolomíticos, relacionado genéticamente con el slump. Columna de Arrocampo.



Foto 40: Asociación IV.e, detalle de la laminación paralela y estratificación cruzada de bajo ángulo, de las dolomías tractivas de ésta - asociación. El techo esta en la parte inferior de la fotografía. Columna Valdecañas I.



Foto 39: Asociación IV.e, detalle de la estratificación cruzada planar - de muy bajo ángulo a techo de una de las barras de la fig. 95. Carretera de Almaraz a Valdecañas.



Foto 41: Asociación IV.e, dolomías con laminación paralela, bioconstruidas y dolomías masivas, tractivas, a muro y techo de las anteriores. En la parte inferior de la foto aparece un nuevo nivel de origen orgánico, apenas visible, cortado por lutitas (asociación IV.g). - Carretera Nacional V, aproximadamente en el p.K. 203.5. Son niveles similares a los de la fig. 96.



Foto 42: Asociación IV.g, alternancias de dolomías de origen orgánico - (estromatolitos) y lutitas. Columna Carretera Nacional V.



Foto 43: Asociación IV.g, alternancias milimétricas de dolomías (grises oscuras) y lutitas (grises claros). Columna Río Almonte.



Foto 44: Paquete dolomítico posiblemente bioconstruido, a techo presenta unos niveles más oscuros de origen tractivo, erosivos de forma muy suave sobre los anteriores (a la derecha de la foto), asociación IV.d.2. Columna Arroyo del Colmenar.

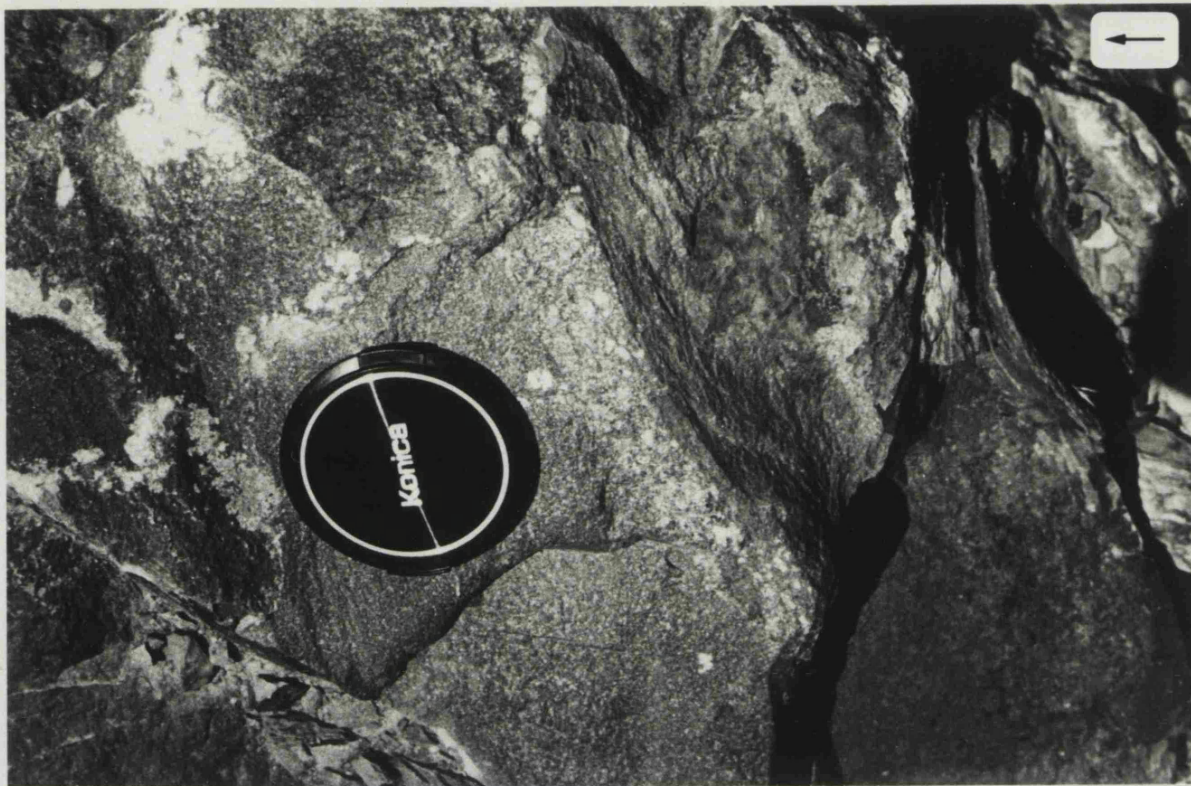


Foto 45: Asociación V.b, detalle de las grauvas microconglomeráticas que forman los niveles canalizados de la fig. 111. Columna arroyo del Colmenar.



Foto 46: Asociación V.a, detalle de las facies laminadas, alternancias milimétricas de lutitas y grauvas, situadas a techo del nivel - canalizado de la fig. 111. Columna arroyo del Colmenar.



Foto 47: Asociación V.a, alternancias milimétricas de lutitas y grauwacas. Columna Estrecho la Peña.



Foto 48: Asociación VI.b, detalle de los niveles lutíticos y de las alternancias lutita-grauwaca, bajo un tramo grauváquico con base plana, aunque lateralmente es suavemente erosiva (asociación VI.a). - Columna Hospital del Obispo VI.



Foto 49: Asociación VI.a, facies lutíticas entre niveles grauváquicos - de grano muy grueso, el superior tiene la base suavemente erosiva, la foto es un detalle de la fig. 112. Columna Hospital del Obispo VI.



Foto 50: Asociación VI.a, niveles microconglomeráticos canalizados, que presentan a techo (hacia la derecha de la foto), facies finas de - la asociación VI.b, con esquistosidad subvertical. Arroyo Arroгато, columna del Puente de Almaraz.



Foto 51: Asociación VII.b, fragmento suelto de un nivel conglomerático granosoportado, canalizado. Columna La Calera III.



Foto 52: Asociación VII.b, otro fragmento suelto de un nivel conglomerático canalizado, con abundante matriz grauváquica de grano medio-grueso, en general estos niveles canalizados afloran muy mal. Columna La Calera III.



Foto 53: Asociación VII.c, conglomerados no granosoportados, compuestos por fragmentos de rocas cuarcíticas, grauváquicas y lutíticas. Columna del arroyo Jariguela.



Foto 54: Asociación VII.c, conglomerado no granosoportado compuesto exclusivamente por fragmentos de rocas cuarcíticas, el techo esta - hacia arriba de la foto. Columna del arroyo Jariguela.



Foto 55: Asociación VII.c, fragmentos de facies laminadas englobados en los niveles paraconglomeráticos de AS.5. Estas facies son similares a otras de unidades infrayacentes (AS.3.c y AS.4). Columna -- del arroyo Jariguela.



Foto 56: Asociación VII.c, fragmentos de grauvas dolomíticas y grauvas con cemento dolomítico (a la izquierda de la foto), englobados en los niveles paraconglomeráticos. Columna del arroyo Jariguela. Estos fragmentos deben provenir de la erosión de las unidades --- AS.3.b y AS.3.c.



Foto 57: Pliegues tumbados, de segunda fase (F_2), con esquistosidad -- subhorizontal crenulando la S_1 . Arroyo de la Garganta en las proximidades de la Carretera Nacional V.



Foto 58: Detalle de la esquistosidad anterior (S_2). Arroyo de la Garganta, proximidades de la Carretera Nacional V.